Литология и полезные ископаемые

1971

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 6, 1971 г.
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

И. И. Волков, Л. С. Фомина. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом 3
А. Э. Конторович, И. Д. Полякова, А. С. Фомичев. Закономерности накопления органического вещества в древних осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири) 16
А. П. Феофилова. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбоновых отложений Донбасса 28
В. С. Трофимов. О двух разновидностях россыпей полезных ископаемых прибрежно-морского происхождения 44
Я. Э. Юдович, А. А. Корычева, Ю. И. Гольдберг. Геохимические особенности углефицированной древесины 53
М. Г. Леонов. О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа . . . 64
С. А. Топорец. Физические свойства песчаников свит C_2^6 и C_2^7 Донецкого бассейна как показатели их эпигенетических изменений и качества заключенных в них углей 76
Л. А. Богданова. Метаморфический ряд углей Тунгусского бассейна . . . 84
И. И. Бебешев. Терригенно-минеральные ассоциации нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта 99
В. В. Шехоткин. Глауконит из пограничных мел-палеогеновых отложений Горного Крыма 110
Т. Д. Джумалиев, В. Г. Королев. Структурно-фациальные закономерности размещения пластовых свинцовых руд района Джергалан (Тянь-Шань) . 124

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. Е. Штеренберг. Опыт по осаждению карбонатов марганца 136
Г. А. Чихрадзе. К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа 143
У. Г. Дистанов. Классификация песчано-глинисто-кремнистых пород . . . 146

МЕТОДИКА

Б. П. Градусов. Зависимость между значениями d/n базальных рефлексов и содержанием слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда — смектитового типа 152

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

М. Я. Кац, В. В. Баранов, А. А. Рассказов. По поводу статьи D. Smale M. Sc. «Density-gradient columns, with special reference to their application to modal analysis» 156

ХРОНИКА

Перспективы развития промышленности минеральных ресурсов СССР в 1971—1975 гг. 158

М. Н. Ильинская, Г. А. Чихрадзе. Второй семинар Секции вулканогенно-осадочных образований Комиссии по осадочным породам 159
К 70-летию В. М. Попова 161
Библиография 162

Содержание журнала за 1971 год 164

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

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1971
NOVEMBER — DECEMBER

CONTENTS

I. I. Volkov, L. S. Fomina. Trace elements in sapropel muds of the Black Sea and their interrelations with the organic matter 3
A. Z. Kontorovich, I. D. Poliakova, A. S. Fomichev. Regularities in organic matter accumulation in old sedimentary strata (as examplified by Mesozoic deposits of Siberia) 16
A. P. Feofilova. Experiment in studying and classifying old soils on the example of Permian-Carboniferous deposits in the Donetz Basin 28
V. S. Trofimov. Metamorphic coal series of Tunguska Basin 44
Ya. E. Yudovich, A. A. Korycheva, Yu. I. Goldberg. Geochemical features of carbonified wood 53
M. G. Leonov. On the morphology of some old basins of the Caucasus . . . 64
S. A. Toporetz. Physical properties of sandstones in suites C_2^6 and C_2^7 of Donetz Basin as indicators of their epigenetic alterations and the quality of their enclosed coals 76
L. A. Bogdanova. Metamorphic coal series in Tunguska Basin 84
I. I. Bebeshev. Terrigenous-mineral assemblages of Lower-Middle Jurassic deposits in the southern and south-western offspurs of Gissar mountain range . . 99
V. V. Shekhotkin. Glauconite from Cretaceous-Paleogene boundary deposits of Mountainous Crimea 110
T. D. Dzhumaliev, V. G. Korolev. Structural-facies regularities in the location of lead sheet deposits in Dzhergalansk region of Tien Shan . . . 124

SHORT NOTES

L. E. Sterenberg. Experiments on the precipitation of manganese carbonates 136
G. A. Chikhradze. To the question of a mineral composition of a pelitic sediment in an Early Jurassic geosyncline on the southern flank of Greater Caucasus 143
U. G. Distanov. Classification of sandy-clay-siliceous rocks 146

METHODS OF RESEARCH

B. P. Gradusov. Dependence between d/n values of basal reflexes and the content of mica packets in mixed-layer forms of the mica-smectite type 152

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

M. Ya. Katz. On an article by D. Smale, M. Sc. «Density-gradient columns, with special reference to their application to modal analysis» 156

CHRONICLE

Prospects of mineral industry development in the USSR during 1971—1975 . 158
M. N. Iliinskaia, G. A. Chikhradze. Second seminar of the Section of volcano-sedimentary forms of the Commission on Sedimentary Rocks 159

Bibliography . 162

Contents of the magazine for 1971 . 164

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 551—35—352—1.442.553.973

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В САПРОПЕЛЕВЫХ ИЛАХ ЧЕРНОГО МОРЯ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ

И. И. ВОЛКОВ, Л. С. ФОМИНА

Изучение вертикального распределения Mo, V, Co, Ni, Cu в толще черноморских осадков показало, что максимальные концентрации их обнаруживаются в сапропелевых илах древнечерноморских отложений. Специальное исследование проб сапропелей позволило выявить наличие достаточно ясной корреляции содержания Cu, Ni, Mo, V с C органического вещества, чего не обнаруживается у Co. Концентрация Co коррелируется с содержанием S пирита. Изучение фракций, битумов, свободных гуминовых и фульвокислот показало, что некоторая часть металлов в осадках находится в составе органического вещества. Показано, что повышенные концентрации микроэлементов в сапропелях — результат извлечения растворенных металлов из морской воды органическим детритом в ходе осаждения на дно; прижизненное концентрирование металлов в организмах планктона имеет подчиненное значение.

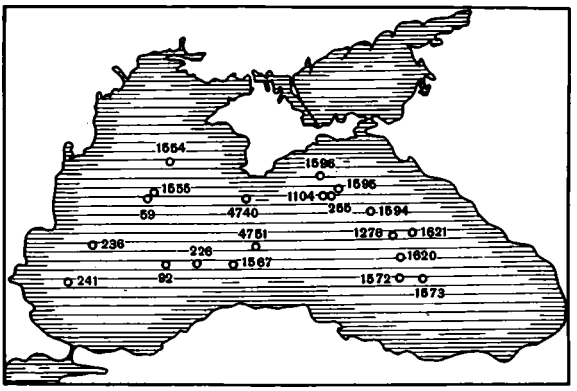
Вопросы геохимии органического вещества в современных морских осадках с каждым годом привлекают все большее внимание исследователей по целому ряду причин, причем в первую очередь, по-видимому, потому, что осадочные полезные ископаемые, такие как нефть, уголь, сланцы, представляют интерес, сами по себе, и до сих пор вопросы превращения исходного органического вещества бассейнов в эти полезные ископаемые нельзя считать до конца решенными; с другой стороны, исследователей, занимающихся изучением процессов диагенеза морских осадков, органическое вещество и процессы его метаморфизации и минерализации в осадках интересуют как источники энергии окислительно-восстановительных и других процессов, происходящих в диагенезе.

Следует заметить, что исследователей уже не удовлетворяет оценка органического вещества по валовому содержанию $C_{орг}$ или $N_{орг}$. Появляется все больше работ, посвященных групповому составу органического вещества морских осадков и осадочных пород, торфов, почв. К сожалению, можно констатировать, что изучение органического вещества современных морских осадков и воды морей и океанов значительно отстает в сравнении, например, с почвами, торфами, хотя многие результаты, накопленный фактический и особенно методический материал при изучении указанных объектов может быть использован морскими исследователями.

Существует еще одно обстоятельство, привлекающее исследователей к изучению органического вещества современных осадков. Это — накопление в осадках, обогащенных органическим веществом, многих рассеянных элементов. На примере осадков Черного моря этому вопросу посвящены работы А. Д. Архангельского, Е. В. Копченовой (1930), Н. М. Страхова (1937), Э. А. Остроумова, И. И. Волкова (1957), изучавших распределение V; А. Д. Архангельского, Е. В. Рожковой (1932) по Cu; М. Ф. Пилипчука, И. И. Волкова (1968) по Mo; Г. Н. Батурина и др.

(1967) по U. Аналогичные исследования выполнены и на осадках Средиземного моря (Севастьянов, 1968; Батурин, Коченов, 1967).

Сапропелевые илы древнечерноморских отложений Черного моря представляют особый интерес при изучении влияния органического вещества на распределение рассеянных элементов в современных морских осадках. Очень высокие концентрации органического вещества, достигающие в древнечерноморских сапропелях 20% в расчете на $C_{орг}$, то, что они сформировались на фоне древнечерноморских осадков, уже сильно обогащенных органическим веществом, и, наконец, то, что формирование их проходило в бассейне, имеющем сероводородное заражение наддонной воды, позволяет считать сапропели уникальным объектом для изучения. Вопросы механизма формирования древнечерноморских отложений (и сапропелей в том числе) подробно рассмотрены Н. М. Страховым (1971). Некоторые данные о составе органического вещества (содержание битумов и гуминовых веществ) сапропелей приводятся в работе В. Н. Флоровской, Ю. Н. Гурского (1966) и в более ранних работах В. В. Вебера (1956) и А. И. Горской (1950, 1956).



Фиг. 1. Схематическая карта станций, где отобраны пробы для исследования

Нами изучено распределение Cu, Co, Ni, Mo, V по вертикали пяти колонок донных осадков (станции 59, 92, 1567, 4740, 4751 на фиг. 1). Все данные по содержанию указанных элементов во всех изученных образцах получены химическими методами с фотометрическим окончанием. Материал колонок представлен современными, древнечерноморскими осадками и верхней частью новоевксинских отложений Черного моря. Мы располагали также данными по содержанию $CaCO_3$ и C органического вещества и, кроме того, в колонках было изучено распределение свободного H_2S и суммы восстановленных форм S-производных H_2S (ΣS_{H_2S}).

Полученные данные показывают, что во всех изученных колонках максимальные концентрации металлов наблюдаются в сапропелевых илах древнечерноморских отложений, очень богатых органическим веществом и содержащих больше всего пирита. Некоторым исключением является в этом случае Co, максимальное содержание которого иногда располагается в глинистых илах выше или ниже сапропелевого прослоя.

Если учесть разбавляющее действие $CaCO_3$ на распределение изучаемых металлов и пересчитать их концентрации на бескарбонатное вещество, то, принимая во внимание повышенную карбонатность древнечерноморских и особенно современных отложений, легко установить, что разница между содержанием Ni, Co, Cu, Mo, V в сапропелевых илах и окружающих их глинистых несколько сглаживается, но максимумы сохраняются. Это можно видеть из данных табл. 1; результаты исследований показывают, что максимальные содержания Ni, Co, Cu, Mo, V по вертикали отложений приурочены к сапропелевым прослоям.

Обычно наличие таких данных позволяло исследователям (нам в том числе) говорить о связи (взаимосвязи) элементов с органическим веществом, так как чаще всего под связью с органическим веществом или под зависимостью от органического вещества понимается наличие кор-

реляции между валовым содержанием $C_{орг}$ и изучаемого элемента. Природа связи элемента с органическим веществом, как правило, не исследуется. Однако корреляция содержания элемента и $C_{орг}$ может быть следствием не химической или хотя бы сорбционной связи, а лишь результатом подчинения общим для органического вещества и элемента закономерностям распределения, тогда как генетическая связь между органическим веществом и микроэлементами может отсутствовать.

Таблица 1

Среднее содержание элементов в толще глубоководных осадков Черного моря

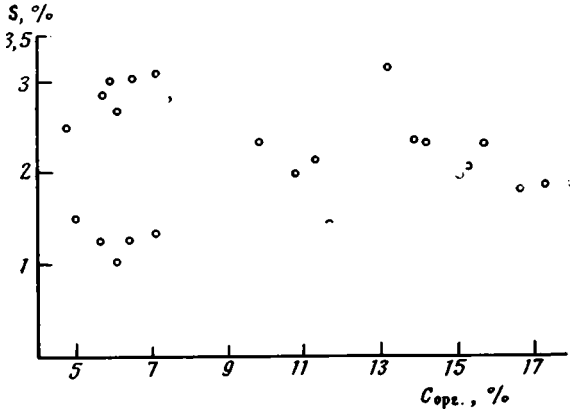
Возраст	Осадки		$C_{орг}$, %	10^{-3} %				
				NiO	CuO	CoO	MoO_3	V_2O_5***
Современные	Общее	а	3,02	5,8	4,5	2,0	3,3	15,0
		б	5,61	9,7	7,3	3,6	4,4	19,0
Древнечерноморские	Общее*	а	7,54	9,3	10,4	2,6	7,8	27,6
		б	8,65	10,7	11,7	3,0	9,0	31,7
	Глинистые и известково-глинистые (в разрезе 45%)	а	2,69	6,5	5,0	1,9	2,3	17,6
		б	4,65	9,8	7,8	2,6	3,8	25,0
	Сапропелевые** (в разрезе 55%)	а	10,67	11,7	13,3	3,8	11,5	31,6
		б	12,16	13,4	15,2	4,3	13,1	36,2
Новоевксинские	Общее	а	0,75	6,9	5,5	2,1	0,31	24,0
		б	0,87	8,0	6,4	2,4	0,34	27,0

а — в расчете на натуральное вещество осадков; б — в расчете на бескарбонатное вещество; *средневзвешенное содержание; **по данным табл. 2; ***подсчитано с учетом данных Э. А. Остроумова, И. И. Волкова (1957).

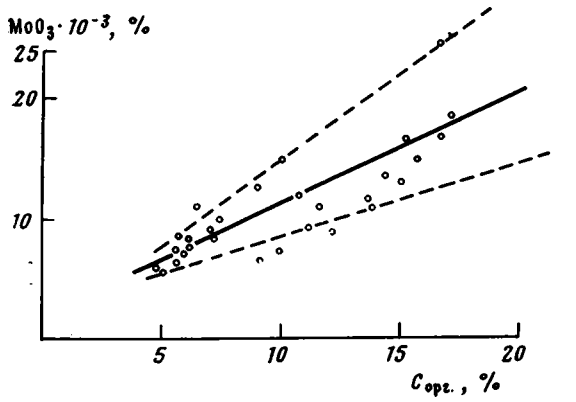
С другой стороны, рассеянные элементы могут быть действительно химически и сорбционно связаны с органическим веществом осадков. Выяснение наличия такой связи и количественная оценка роли органических производных элемента в осадках представляет несомненный интерес.

Изучая осадки, обогащенные органическим веществом, мы сталкиваемся с еще одним осложнением: они, как правило, сильно пиритизированы; исследуя накопление в них рассеянных элементов (особенно халькофильных) и сопоставляя только валовые содержания, очень трудно разделить роли органического вещества и пирита. В сапропелевых илах древнечерноморских отложений мы встретились с таким случаем. Здесь максимальное содержание органического вещества в вертикальном распределении по колонкам осадков сопровождается максимумом пирита (Остроумов, 1953; Волков, 1964). Однако уместно заметить, что при сравнении концентраций $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} (не менее чем на 80% состоящей из S пирита) в пробах сапропелевых илов с различных станций корреляции между ними не наблюдается (фиг. 2).

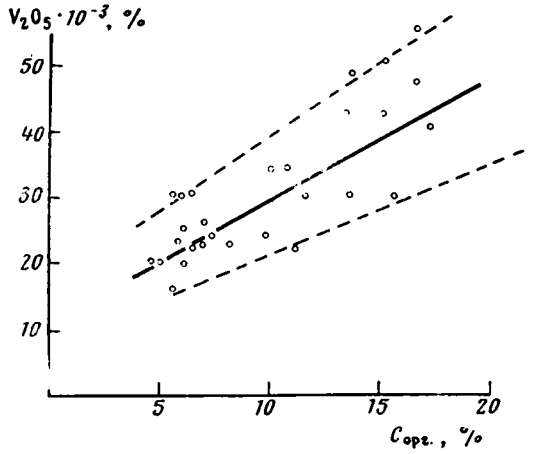
Таким образом, объяснить накопление малых элементов в сапропелях и формы их нахождения в этих осадках можно как связью с органическим веществом, так и присутствием в составе пирита (кроме, естественно, V). Однозначное решение вопроса о форме нахождения элементов в сапропелях и причинах концентрирования их здесь возможно только при детальном рассмотрении этих факторов и более внимательной оценке роли каждого из них. Поэтому целесообразно было разделить эти вопросы и отдельно исследовать роль органического вещества и значение пи-



Фиг. 2. Зависимость содержания $S_{общ}$ от концентрации $C_{орг}$ в сапропелевых илах



Фиг. 3. Зависимость содержания Mo от концентрации $C_{орг}$ в сапропелевых илах



Фиг. 4. Зависимость содержания V от содержания $C_{орг}$ в сапропелевых илах

ритизации осадков в геохимии этих элементов. Роль сульфидов железа в накоплении указанных элементов в осадках была изучена ранее (Бутузова, 1969). Теперь мы решили детально рассмотреть влияние органического вещества на накопление Mo, V, Cu, Ni, Co, выяснить наличие связи их с органическим веществом осадков и оценить значение (по возможности, количественно) этой связи для каждого из элементов.

Для исследования было отобрано 32 образца сапропелей с 20 станций (см. фиг. 1). В этих образцах было определено содержание $C_{орг}$, $CaCO_3$ и пяти изучаемых нами элементов. Данные приведены в табл. 2, где видно, что сапропелевые илы малокарбонатны, содержание $CaCO_3$ 5,04—27,77% при среднем 13,23%. Концентрация $C_{орг}$ в зависимости от количества микропрослоев глинистого и известкового ила 4,78—17,36%. Однако в Черном море встречались сапропели с содержанием $C_{орг}$=22,5% (Флоровская, Гурский, 1966). Среднее содержание $C_{орг}$, по данным табл. 2, 10,67%. Содержание рассеянных элементов в сапропелях также изменяется довольно широко в зависимости от концентрации органического вещества. Между содержанием микроэлементов и органического вещества в сапропелях существует достаточно хорошо выраженная корреляция (фиг. 3—6). Только Co, средняя концентрация которого в сапропелях также максимальна, не показывает отчетливой зависимости от содержания органического вещества (фиг. 7). Уместно напомнить что в некоторых колонках максимум Co располагается в прилегающих к сапропе-

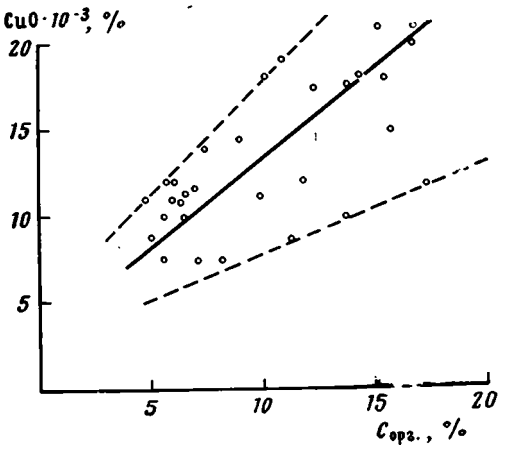
лям глинистым илам или обнаруживается в современных осадках (станции 4740, 59). Кроме того, в сапропелевых илах существует зависимость содержания Co от концентрации $S_{пир}$, точнее ΣS_{H_2S} (фиг. 8).

В табл. 2 приведены средние содержания $C_{орг}$ и изучаемых элементов в натуральном осадке в расчете на бескарбонатное вещество. Сравнение с другими осадками Черного моря показывает (см. табл. 1), что все изучаемые элементы имеют максимальные содержания в сапропелевых илах. Сравнение средней концентрации элементов в сапропелевых илах и в современных и древнечерноморских глинистых и известковых илах позволяет количественно оценить накопление элементов в сапропелях. По убыванию коэффициента накопления этот ряд выглядит так: Mo (3,2)→$C_{орг}$ (2,4)→Cu (2,0) →V (1,6)→Ni (1,4)→Co (1,2).

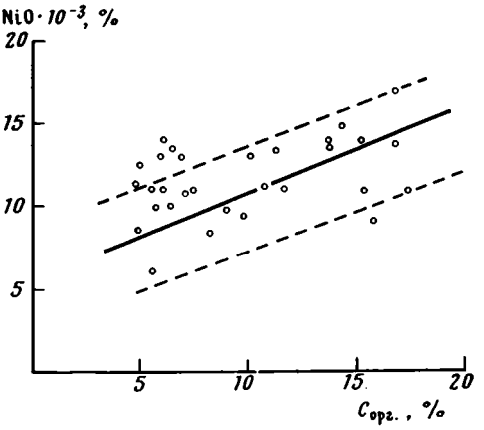
Ярко выраженные максимумы концентрации микроэлементов в вертикальном распределении по колонкам осадков в сапропелевых илах, достаточно хорошо выраженная корреляция между содержанием изучаемых элементов и органическим веществом позволяют предполагать наличие генетической связи между микроэлементами и органическим веществом.

Мы попытались выяснить связь микроэлементов с органическим веществом сапропелей, вернее, с отдельными группами органического вещества. За основу фракционного извлечения органического вещества из сапропелей были приняты методы, предложенные И. В. Тюриным (1951) для изучения органического вещества почв и усовершенствованные другими исследователями (Кононова, 1951, 1963). Так как надо было исключить, по возможности, переход микроэлементов из минеральной части осадков при извлечении отдельных групп органического вещества, то мы внесли некоторые изменения в методы, принятые при изучении органического вещества почв.

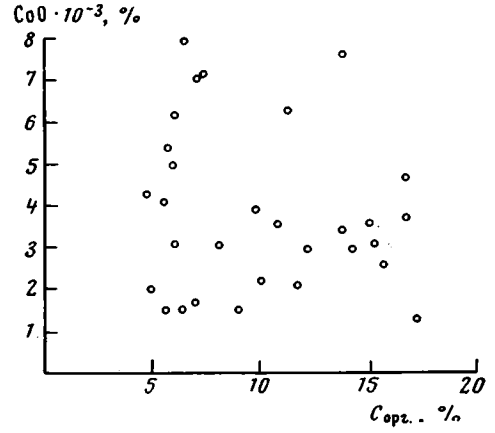
Вся работа проводилась с пробами натуральной влажности. Поскольку сапропели имеют микросло-



Фиг. 5. Зависимость содержания Cu от концентрации $C_{орг}$ в сапропелевых илах



Фиг. 6. Зависимость содержания Ni от концентрации $C_{орг}$ в сапропелевых илах



Фиг. 7. Зависимость содержания Co от концентрации $C_{орг}$ в сапропелевых илах

Таблица 2

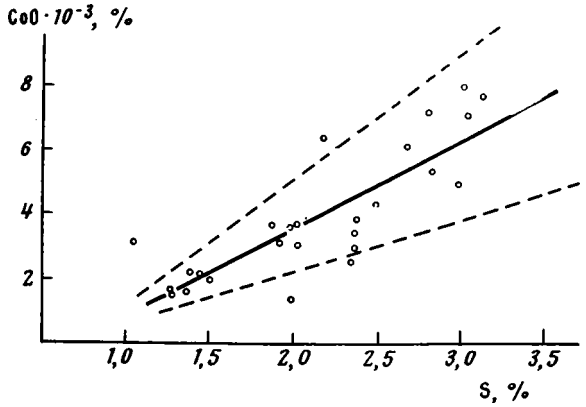
Содержание микроэлементов в сапропелевых илах древнечерноморских осадков Черного моря

№ п/п	№ станции	Горизонт, *см*	$CaCO_3$, %	$C_{орг}$, %	10^{-3} %				
					MoO_3	V_2O_5	NiO	CoO	CuO
1	59	20—30	13,05	7,09	9,3	26,0	10,7	1,7	7,5
2	59	30—40	7,76	15,69	14,9	30,0	9,3	2,6	15,0
3	59	40—48	8,76	17,36	12,6	38,0	13,3	1,6	11,7
4	92	35—45	—	7,43	10,0	24,0	11,0	7,2	14,0
5	92	62—67	6,81	17,32	11,6	43,0	13,8	2,9	17,3
6	92	80—88	3,27	16,74	24,5	55,0	17,0	4,7	21,0
7	226	3—8	8,62	13,71	11,5	30,0	13,8	7,7	10,0
8	236	21—25	10,94	11,71	11,0	30,0	11,0	2,1	12,0
9	241	2—5	21,81	6,08	7,5	20,0	14,0	3,1	11,0
10	255	16—20	17,28	5,76	8,4	23,0	10,0	5,4	12,0
11	1104	18—24	12,17	5,96	7,4	30,0	13,0	5,0	12,0
12	1278	24—25	12,30	15,10	13,0	42,0	14,0	3,6	21,0
13	1554	84—91	15,15	8,21	22,3	23,0	8,5	3,1	7,5
14	1555	37—43	9,94	17,26	18,6	40,0	11,0	1,3	12,0
15	1572	25—50	5,25	16,67	16,8	47,0	13,7	3,7	20,0
16	1573	21—25	20,47	6,07	8,4	25,0	11,0	6,2	11,0
17	1573	25—30	14,58	10,07	9,2	24,0	12,3	6,2	13,7
18	1594	36—43	14,49	5,02	5,6	20,0	8,5	2,0	8,7
19	1594	50—60	13,92	5,61	6,5	30,0	6,1	1,5	7,5
20	1594	60—70	8,44	15,29	16,6	50,0	11,0	3,1	18,0
21	1595	19—25	27,77	4,78	6,0	20,0	11,2	4,3	11,0
22	1596	10—21	13,15	6,50	12,1	30,0	10,3	1,2	11,3
23	1567	266—277	8,92	10,11	15,0	34,0	13,0	2,2	18,0
24	1567	73—78	25,02	5,62	7,4	16,0	11,0	4,1	10,0
25	1567	161—163	21,92	9,86	7,4	24,0	9,3	3,9	11,2
26	1567	213—218	13,35	10,76	11,8	25,0	9,9	5,2	13,9
27	1621	18—21	16,10	6,53	9,2	22,0	13,6	8,0	12,3
28	1621	22—25	12,94	13,82	11,8	48,0	13,7	3,4	17,6
29	1620	15—19	20,65	7,11	9,3	22,0	12,9	7,1	11,9
30	1620	20—25	11,07	14,32	13,5	42,0	14,8	3,0	18,5
31	4740	60—68	5,04	9,02	12,6	—	12,5	1,5	14,5
32	4751	156—163	9,17	12,20	8,8	—	9,5	3,0	17,5
Среднее	Натуральное вещество осадков		13,23	10,67	11,5	31,6	11,7	3,8	13,3
	Бескарбонатное вещество		—	12,16	13,1	36,2	13,4	4,3	15,2

истое строение и неоднородны, проба перед анализом гомогенизировалась перемешиванием в фарфоровой ступке. Параллельно с отбором проб на исследование отбирались пробы на определение влажности и валового содержания $C_{орг}$. Влажная проба (20—30 *г*) помещалась в бумажный патрон и затем в аппарат Сокслета для извлечения битумов. Экстракцию проводили сначала этиловым спиртом (Стадников, 1932) для извлечения воды, находящейся в пробе, затем в течение 40 час. спирто-бензольной смесью в соотношении 1 : 1 для извлечения битумов. Количество экстрагируемых спиртом и спирто-бензольной смесью веществ определялось высушиванием при 80°. При определении сухого веса фракции учитывалось присутствие солей, извлеченных при экстракции. При расчете данных на $C_{орг}$ его содержание в этой фракции принимали равным 72%. Количество С в битуме параллельно определялось методом Фрезениуса — Кноппа. В экстракте определяли Co, Cu, Ni, Mo, V.

После окончания экстракции пробу сапропеля подсушивали в сушильном шкафу при 80° до полного испарения растворителя и растирали. Затем извлекали свободные гуминовые вещества обработкой 300 *мл*

0,1 N NaOH. Необходимый объем раствора щелочи был установлен предварительными экспериментами с контролем по извлечению микроэлементов. Декальцинирования пробы после экстракции битумов мы не проводили, чтобы не затронуть минеральную часть пробы. На следующий день раствор отфильтровывали и из прозрачного фильтрата осаждали гуминовые кислоты добавлением H_2SO_4 до pH=3. После коагуляции гуминовые кислоты отфильтровывали, промывали водой, подкисленной



Фиг. 8. Зависимость концентрации Co от содержания $S_{общ}$ в сапропелевых илах

H_2SO_4. Осадок гуминовых кислот растворяли в горячем растворе 0,05 N NaOH, и раствор переводили в мерную колбу. В аликвотных частях раствора гуминовых кислот определяли $C_{орг}$, Co, Cu, Ni, Mo, V. Раствор после отфильтровывания гуминовых кислот, содержащий фульвокислоты, также переводили в мерную колбу, и из аликвотных частей определяли $C_{орг}$ и микроэлементы.

Пробу после извлечения свободных гуминовых веществ подвергали декальцинации обработкой 1 N HCl. Раствор отфильтровывали и определяли в нем микроэлементы. Остаток растирали и обрабатывали 300 *мл* 0,1 N NaOH для извлечения связанных гуминовых веществ. Затем, как и при извлечении свободных гуминовых веществ, выделяли связанные гуминовые и фульвокислоты, помещали растворы в мерные колбы и определяли содержание $C_{орг}$, Co, Cu, Ni, Mo, V.

Результаты этих исследований показали, что С битумов, извлекаемых из сапропелей спирто-бензольной смесью, составляет 13,6—16,3% от валового $C_{орг}$. Общее количество С гуминовых веществ (свободных и связанных) изменяется в органическом веществе сапропелей от 12,90 до 15,18%. Количество С свободных и связанных гуминовых и фульвокислот колеблется в разных пробах в следующих пределах: свободные гуминовые кислоты — 0,85—2,02%; свободные фульвокислоты — 4,62—5,90%; связанные гуминовые — 2,54—4,82%; связанные фульвокислоты — 3,55—4,92% (все содержания вычислены относительно к валовому $C_{орг}$). Из этих данных видно, что связанные гуминовые кислоты преобладают над свободными, в то время как содержания свободных и связанных фульвокислот близки. Во всех изученных образцах сапропеля общее содержание фульвокислот выше, чем гуминовых кислот.

Результаты исследований показали также, что если с большей или меньшей степенью достоверности можно обсуждать данные по содержанию микроэлементов во фракциях битумов и свободных гуминовых веществ, то к данным по содержанию микроэлементов в связанных гуминовых веществах следует относиться весьма критически, так как при обработке 1 N HCl для декальцинации перед извлечением связанных гумино-

Таблица 3

Содержание элементов в отдельных группах органического вещества сапропелей

Содержание органического вещества и малых элементов		№ станции						
		1596	1573	1567	1620	1620	1621	1621
Горизонт, *см*		10—21	25—30	213—218	15—19	20—25	18—21	22—25
Влажность, %		68,65	74,40	62,64	76,78	84,93	75,61	83,70
Содержание $C_{орг}$, %		6,50	10,07	11,12	7,11	14,32	6,53	13,82
Co в расчете на CoO, 10^{-4}%	Валовое содержание в осадке	12	62	52	71	30	80	80
	В битумах	Не обн.	0,5	Не обн.	0,16	0,4	0,14	0,2
	В гуминовых кислотах	Не обнаружено		Не обнаружено		Не обнаружено		
	В фульвокислотах	Не обн.	0,52	0,31	1,4	1,1	0,7	0,4
Ni в расчете на NiO, 10^{-4}%	Валовое содержание в осадке	103	123	99	129	148	136	137
	В битумах	2,7	2,4	2,1	2,9	4,9	1,4	Не обн.
	В гуминовых кислотах	Не обнаружено		Не обнаружено		Не обнаружено		
	В фульвокислотах	2,2	9,1	7,1	11,0	8,0	4,1	Не обн.
Cu в расчете на CuO, 10^{-4}%	Валовое содержание в осадке	113	137	139	119	185	123	176
	В битумах	5,3	9,1	2,6	5,1	7,5	7,6	12,2
	В гуминовых кислотах	1,7	2,1	1,4	0,86	1,3	0,8	1,2
	В фульвокислотах	8,9	11,7	11,6	19,0	26,0	9,5	12,2
V в расчете на V_2O_5, 10^{-4} %	Валовое содержание в осадке	300	240	250	220	420	220	480
	В битумах	Не обнаружено		Не обнаружено		26,0	4,0	37,0
	В гуминовых кислотах	»	»	»	»	Не обнаружено		
	В фульвокислотах	Не обн.	26,0	Не обн.	130,0	123,0	41,0	82,0

вых веществ в кислотную вытяжку переходит большое количество Co, Ni, Cu, в некоторых случаях значительное количество V; Mo в солянокислой вытяжке не обнаружен. У нас возникло опасение, что элементы, перешедшие в солянокислый раствор из минеральной части осадков, могут взаимодействовать (сорбционно, а может быть, и химически) с органическим веществом твердой фазы осадка, а затем при обработке щелочью переходить во фракции связанных гуминовых веществ. Не исключена возможность и обратного эффекта. При обработке 1 *N* HCl для декальцинации может в какой-то степени нарушиться связь микроэлементов с органическим веществом, и микроэлементы перейдут в солянокислую вытяжку. Следует заметить, что количество микроэлементов, найденное в связанных гуминовых и фульвокислотах, в общем-то невелико по сравнению со свободными элементами и не меняет практически полученных результатов, но, чтобы не вводить в заблуждение читателей, мы эти данные не приводим.

Таблица 4

Относительное количество элементов, связанное с органическим веществом в сапропелевых илах, % от валового содержаня элемента

Элемент	Битумы	Гуминовые кислоты	Фульвокислоты	Всего
	от — до / среднее	от — до / среднее	от — до / среднее	
Co	0,00—1,33 / 0,45	Не обнаружено	0,00—3,68 / 1,34	1,79
Ni	0,00—3,31 / 1,90	»	0,00—8,54 / 4,82	6,72
Cu	1,87—6,93 / 4,95	0,65—1,53 / 0,97	6,93—15,95 / 9,92	15,84
V	0,00—7,71 / 2,25	Не обнаружено	0,00—59,15 / 19,25	21,5

В табл. 3 приведены результаты изучения содержания микроэлементов, связанных с битумами, извлекаемыми из сапропелей спирто-бензольной смесью, и со свободными гуминовыми и фульвокислотами. В таблице приведены также данные по содержанию валового углерода органического вещества и валовому содержанию микроэлементов в изучаемых пробах сапропелей. Из таблицы видно, что распределение микроэлементов в разных группах органического вещества весьма неоднородно. Более или менее ровно с органическим веществом сапропелей проявляется связь у Cu, присутствие которой обнаружено во всех пробах и фракциях. Co встречен в битумах в разных количествах в 5 пробах из 7, Ni — в 6 пробах, V — в 3 пробах. Количество этих элементов во фракции битумов не коррелирует ни с содержанием валового органического вещества, ни с валовым содержанием элементов в осадках. В свободных гуминовых кислотах Co, Ni, V не обнаружены ни в одной пробе. Наибольшее количество этих элементов, как и Cu, обнаруживается во фракции свободных фульвокислот. Co и Ni обнаружены в фульвокислотах в шести пробах, V — в пяти. И снова, как и в битумах, не обнаруживается зависимости количества микроэлементов в фульвокислотах от их валового содержания и содержания $C_{орг}$ в сапропеле.

Данные табл. 3 были пересчитаны, и абсолютные концентрации элементов в отдельных группах органического вещества представлены в относительных концентрациях от валового содержания элементов в пробе сапропелей. Эти данные сведены в табл. 4, где видно, что изучаемые элементы связаны с органическим веществом в различной степени. Кроме того, доля органически связанных форм элементов изменяется в разных пробах сапропеля. Так, в некоторых пробах совершенно не обнаружено органических форм Co, Ni, V. В то же время максимально доля органических форм для Co составляет примерно 5% (станция 1620, горизонт 20—25 *см*), для Ni — около 11% (станция 1620, горизонт 15—19 *см*), для V — примерно 59% (та же проба). Таким образом, усреднение, проведенное для этих элементов, весьма условно. Количество Cu, связанное с органическим веществом,— 11—21% от ее общего содержания.

Особого обсуждения требуют результаты, полученные при изучении связи Mo с органическим веществом сапропелевых илов. В итоге исследования было установлено, что в битумах содержится 1,1—5,2% (среднее 2,9%) валового Mo осадков. Следует заметить, что Mo был обнаружен только в первичном спиртовом экстракте; спирто-бензольный экстракт его не содержит. Не исключено, что в действительности это Mo,

находящийся в составе иловых вод и в водорастворимом состоянии (Пилипчук, Волков, 1968). Во фракции свободных гуминовых кислот было обнаружено 2,4—13,7% (среднее 5,6%), в фульвокислотах 67,4—92,4% (среднее 83,2%) валового Mo осадков. Таким образом, расчет по данным эксперимента показывает, что 73—100% (в среднем ~92%) Mo в осадках сапропелей связано с органическим веществом.

Однако исследования сульфидов Fe современных глубоководных отложений Черного моря (по данным И. И. Волкова и Л. С. Фоминой) показали, что, во-первых, в глубоководном пирите обнаруживается почти весь Mo осадков и, во-вторых, он находится в пирите в форме, извлекаемой в раствор 0,1 *N* NaOH (условия извлечения гуминовых веществ). Это заставляет предполагать, что основная форма Mo в современных и древнечерноморских осадках — сульфидная. С другой стороны, полностью отрицать наличие связи части Mo с органическим веществом нельзя.

По данным табл. 4, только небольшая часть элементов связана во фракции битумов, извлекаемых из сапропелей. Природа связи элементов в битумах (из современных осадков) неизвестна. Однако в литературе имеются некоторые указания на этот счет. Хорошо известно, что зола нефтей и асфальтов содержит очень часто повышенные до промышленных концентраций количества V, Ni, Cu, Co. Многие исследователи полагают, что основная форма связи V и Ni в нефтях и битумах — порфириновые комплексы. По В. Л. Орру и др. (Orr a. oth., 1958), производные хлорофила (феофитин и др.), обнаруживаемые в морских осадках,— промежуточные по структуре между хлорофилом фитопланктона и порфиринами нефти. Таким образом, можно предполагать, что в битумах морских сапропелей основной формой связи микроэлементов является образование комплексов, близких по структуре к порфириновым. Кроме того, нельзя исключить возможность образования солей металлов с жирными кислотами.

Несколько необычными получились результаты изучения связи микроэлементов с гуминовым веществом сапропелей. Данные табл. 3 и 4 показывают, что микроэлементы связаны в основном с фульвокислотами, а не с гуминовыми кислотами, в то время как большинство работ по торфам, углям и сланцам посвящено изучению связи микроэлементов с гуминовыми кислотами. Однако известно, что подразделение гумусовых веществ на гуминовые и фульвокислоты весьма условно (Кононова, 1951, 1963; Манская, Дроздова, 1964). Гуминовые и фульвокислоты имеют сходное строение, связаны переходными формами и различаются более низким содержанием углерода в фульвокислотах, способностью фульвокислот растворяться в воде и минеральных кислотах. По И. В. Тюрину (1940), гуминовые и фульвокислоты находятся в гумусовом веществе связанными по типу сложных эфиров, которые разлагаются щелочью с образованием гуминовых кислот и фульвокислот; последние обладают большей растворимостью в воде и кислых растворах. Вместе с фульвокислотами в кислом растворе после выделения гуминовых кислот присутствуют различные углеводы, глюкозиды и ароматические соединения типа полифенолов.

Гуминовые и фульвокислоты содержат разнообразные функциональные группы: карбоксильные, карбонильные, метоксильные, фенольные, спиртовые, хинонные, что при наличии амидного азота и азота аминокислот делает их веществами, способными образовывать соли и внутрикомплексные соединения со многими металлами.

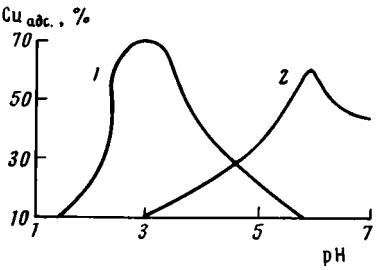
В настоящее время получены комплексные соединения гуминовых кислот из торфов и почв со всеми изучаемыми нами металлами. Обзор литературы по этому вопросу приведен С. М. Манской и Т. В. Дроздовой (1964).

Находит объяснение и факт преимущественной связи микроэлементов с фульвокислотами, а не с гуминовыми кислотами, в черноморских са-

пропелях. Изучая взаимодействие гуминовых и фульвокислот торфа с Cu, С. М. Манская и др. (1958) установили, что образование нерастворимых соединений для этих веществ зависит от величины pH среды. Как показано на фиг. 9, наиболее благоприятные условия для связывания Cu гуминовыми кислотами лежат в области pH=2,5—3,5, а фульвокислотами — pH≈6. Таким образом, в слабощелочной среде черноморских осадков с величиной pH=7,5—8,2 нужно ожидать взаимодействия с Cu (а, по-видимому, и с другими металлами) именно фульвокислот.

Более детальное выяснение природы связи микроэлементов с органическим веществом современных осадков заслуживает специального исследования.

Возникает вопрос об источниках микроэлементов в сапропелевых илах древнечерноморских отложений. Основная масса микроэлементов обязана процессам взаимодействия продуктов разложения отмершего планктона с растворенными металлами морской воды в ходе осаждения на дно. Возможно, что некоторая часть микроэлементов накопилась в результате их жизнедеятельности и затем была унаследована органическим веществом осадков. Интересно оценить количественно роль этого фактора в накоплении микроэлементов. Данные по биохимическому и элементарному составу планктона Черного моря (Виноградова, Петкевич, 1967; Костылев, 1967; Олейник, Костылев, 1967) дают возможность провести приближенную оценку роли прижизненной концентрации интересующих нас микроэлементов на накопление их в сапропелевых илах. В цитированных работах концентрация металлов в организмах планктона приводится на золу, причем зольность планктона можно в среднем оценить в 10% от сухого веса органического вещества. Средняя концентрация $C_{орг}$ в сапропеле, по данным табл. 3, равна 10,67%, что в пересчете на содержание органического вещества составляет около 20%.



Фиг. 9. Связывание Cu гуминовыми кислотами (*1*) и фульвокислотами (*2*) в зависимости от pH растворов (Манская и др., 1958)

Следовательно, зная средние содержания в золе живого планктона (Олейник, Костылев, 1967) $Cu=7\cdot10^{-2}\%$, $Ni=3\cdot10^{-2}\%$, $Co<1\cdot10^{-3}\%$, $V=2\cdot10^{-3}\%$, $Mo=3\cdot10^{-3}\%$ и принимая, что эти микроэлементы полностью наследуются органическим веществом осадков (что, конечно, не так!), можно рассчитать концентрации металлов в сапропелях: $Cu=1,4\cdot10^{-3}\%$, $Ni=0,6\cdot10^{-3}\%$, $Co<0,2\cdot10^{-4}\%$, $V=0,4\cdot10^{-4}\%$, $Mo=0,6\cdot10^{-4}\%$

Средние концентрации элементов в сапропелях (пересчитано с окисл. на металл), по данным табл. 3: $Cu=10;\ 6\cdot10^{-3}\%$, $Ni=9,2\cdot10^{-3}\%$, $Co=3,0\cdot10^{-3}\%$, $V=17,7\cdot10^{-3}\%$, $Mo=7,7\cdot10^{-3}\%$.

Сравнение этих данных показывает, что прижизненное накопление микроэлементов в органическом веществе планктона составляет в относительных процентах от наблюдаемого содержания в сапропелях для Cu 13,2%, Ni 6,5%, Co<0,7%, V 0,23%, Mo~0,8%.

Таким образом, накопление микроэлементов в организмах планктона при жизни играет явно подчиненную роль по сравнению с извлечением их из морской воды отмершим органическим веществом в ходе седиментации. И если для Cu и Ni прижизненная концентрация в организмах еще ощутимо сказывается на содержании в сапропелевых илах, то для Co, V, Mo она, практически, значения не имеет.

Подводя итог изучению распределения микроэлементов в сапропелевых илах Черного моря и выяснению их взаимосвязи с органическим веществом, можно сказать следующее. Максимальные концентрации Cu, Ni, Co, Mo, V в осадках Черного моря обнаруживаются в сапропелевых

илах древнечерноморских отложений. Содержание Cu, Ni, Mo, V в сапропелях достаточно ясно коррелирует с концентрацией $C_{орг}$, чего не наблюдается у Co. Изучение фракций битумов, извлекаемых спирто-бензольной смесью, и свободных гуминовых и фульвокислот показало, что некоторая часть металлов находится в осадках в составе указанных групп органического вещества. Меньшая часть элементов входит в состав битумов, большая — связана с гуминовыми веществами осадков, в основном с фульвокислотами. Количество органически связанных форм металлов не зависит от валовых содержаний их и общей концентрации органического вещества в осадках. По среднему содержанию элементов, связанных с органическим веществом, металлы располагаются в следующий ряд: V=22%, Cu=16%, Ni=7%, Co=2%.

Если рассматривать органическое вещество как единственный источник приноса элементов в сапропели, результатом чего являются максимальные концентрации их в осадках, то прижизненное концентрирование металлов в организмах планктона имеет подчиненное значение по сравнению с процессами извлечения растворенных металлов из морской воды органическим детритом в ходе осаждения на дно.

В действительности же органическое вещество не является единственным источником и транспортом для микроэлементов при переходе их в донные отложения. В этом процессе имеют большее или меньшее значение все основные осадкообразующие компоненты. Не желая умалить роль органического вещества в приносе элементов в осадки, следует все же отметить, что наблюдаемая взаимосвязь металлов с отдельными группами органического вещества в большей степени диагенетическая, возникшая уже в осадках в ходе преобразований органического вещества. При этом в результате битумизации и меланоидиновой конденсации органического вещества в диагенезе не только изменились формы связи с металлами, захваченными при седиментации, но в осадках происходило, по-видимому, извлечение части металлов из минеральных форм их соединений и включение в состав органического вещества. С другой стороны, возможен и обратный процесс, в результате которого нарушается связь элементов с органическим веществом и происходит переход их в более стабильные минеральные формы, например включение в состав сульфидов Fe. Это характерно для всех изучаемых элементов, кроме V, и особенно ярко выражено у Mo.

Выводы, полученные в результате изучения сапропелевых илов, по-видимому, могут быть полезны при обсуждении роли органического вещества в накоплении металлов во всей толще глубоководных древнечерноморских и современных осадков сероводородной зоны Черного моря.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Копченова Е. В. Заметка об органическом веществе, фосфоре и ванадии в отложениях Черного моря.— Изв. АН СССР, VII серия ОФМ, 1930, № 3.

Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1932, № 10(2).

Батурин Г. Н., Коченов А. В. О связи некоторых редких металлов с органическим веществом в толще морских осадков.— Океанология, 1967, т. 7, № 6.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1967, № 1.

Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.

Вебер В. В. Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.

Виноградова З. А., Петкевич Т. А. Химический элементарный состав планктона Черного, Азовского и Каспийского морей.— В сб.: Биохимия морских организмов. Киев, «Наукова думка», 1967.

Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1964, т. 67.

Горская А. И. Исследование органического вещества современных осадков.— В сб.: Современные аналоги нефтеносных фаций. М., Гостоптехиздат, 1950.
Горская А. И. Изучение органического вещества современных осадков.— В сб.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
Кононова М. М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М., Изд-во АН СССР, 1951.
Кононова М. М. Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Костылев Э. Ф. Биохимический состав гипонейстона северо-западной части Черного моря.— В сб.: Биохимия морских организмов. Киев, «Наукова думка», 1967.
Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964.
Манская С. М., Дроздова Т. В., Емельянова М. Н. Связывание меди различными формами природных органических соединений.— Почвоведение, 1958, № 6.
Олейник В. Я., Костылев Э. Ф. К изучению микроэлементарного состава гипонейстона северо-западной части Черного моря.— В сб.: Биохимия морских организмов. Киев, «Наукова думка», 1967.
Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1953, т. 7.
Остроумов Э. А., Волков И. И. К вопросу о взаимосвязи фосфора, ванадия и органического вещества в отложениях Черного моря.— Геохимия, 1957, № 6.
Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
Стадников Г. Л. Химия торфа. М., Гостехиздат, 1932.
Страхов Н. М. К геохимии фосфора, ванадия и меди в морских битуминозных породах.— Тр. МГРИ, М., 1937, VII.
Страхов Н. М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
Тюрин И. В. К вопросу о природе фульвокислот почвенного гумуса.— Тр. Почв. ин-та АН СССР, М., 1940, т. 23.
Тюрин И. В. К методике анализа для сравнительного изучения состава почвенного гумуса.— Тр. Почв. ин-та АН СССР, М., 1951, т. 38.
Флоровская В. Н., Гурский Ю. Н. Органическое вещество в глубоководных осадках Черного моря.— Геохимия, 1966, № 1.
Orr W. L., Emary K. O., Grady J. R. Preservation of chlorophyll derivatives in sediments of Southern California. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, v. 42, No. 5.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
9.VII.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 553.983.551.72

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ (НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ)

А. Э. КОНТОРОВИЧ, И. Д. ПОЛЯКОВА, А. С. ФОМИЧЕВ

Рассмотрено влияние климатического, тектонического и палеогеографического факторов на скорость накопления органического вещества и его концентрации в юрских и нижнемеловых отложениях на территории Сибири.

Изучение закономерностей накопления органического вещества в древних осадочных толщах играет исключительно важную роль в познании литогенеза и его эволюции, в расшифровке механизма нефте-, газо- и углеобразования и формирования месторождений целого ряда полезных ископаемых осадочного генезиса.

В настоящей работе анализ закономерностей накопления органического вещества проведен на примере мезозойских осадочных бассейнов Сибири.

Три обстоятельства позволяют считать Сибирь очень удачным объектом для такого рода исследования.

1. Изученные отложения занимают площадь около 4 млн. *км*^{2}, а с учетом территорий, поставлявших в эти седиментационные области терригенный материал,— свыше 9,5 млн. *км*^{2}, т. е. около 7,2% суши. Для столь значительной части континентального сектора Земли подобные исследования предпринимаются впервые.

2. Мезозойские осадочные бассейны Сибири, а в ряде случаев и их части, существенно различаются по истории геологического развития, палеоландшафтам и палеоклиматам отдельных эпох и веков, что позволяет более уверенно судить о роли различных факторов, определяющих накопление органического вещества.

3. Мезозойские отложения Сибири содержат уникальные запасы важнейших горючих ископаемых: нефти, газа и угля. Это позволяет выявить факторы, контролирующие накопление органического вещества в концентрированной и рассеянной формах, и установить связь концентрации и состава органического вещества с нефтегазоносностью.

Материал и методика работы. Основой для работы послужили 15 000 анализов органического углерода, выполненных с середины 50-х годов в лабораториях СНИИГГИМСа, ВНИГРИ, НИИГА, ЗапСибНИГНИ, ИГИРГИ и территориальных геологических управлений Сибири. Кроме того, при установлении типов органического вещества использованы свыше 1000 петрографических и свыше 3000 химических анализов углей, углистого детрита и керогена рассеянного органического вещества.

При обработке фактического материала широко применялись методы картирования и статистической обработки данных. Для отдельных веков и эпох были построены в масштабе 1 : 5 000 000 карты распределения органического углерода в песчано-алевритовых и глинистых породах. Подсчет средних содержаний органического углерода проводился для отдельных регионов по типам пород (табл. 1).

В связи с неравномерностью распределения точек исследования на площади, малым отбором и низким выходом керна средние по всей совокупности анализов не всегда являются достоверной оценкой средневзвешенного содержания органического углерода в породах. Для оценки последнего были дополнительно построены в масштабе 1 : 5 000 000 карты мощностей отложений, карты содержаний в разрезе песчано-алевритовых пород и карты плотностей пород. При подсчетах на них накладывалась сетка с шагом в 50 *км* и в ее узлах снимались закартированные характеристики. Если в i-м квадрате мощность песчано-алевритовых (или глинистых) пород h_i, их плотность ρ_i, содержание органического углерода C_i, а n — число квадратов на площади распространения тех или иных отложений, то

$$C_{\text{орг}}\ \text{средневзвешенное} = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i \rho_i C_i}{\sum_{i=1}^{n} h_i \rho_i}. \qquad (1)$$

Эта оценка более точная, так как учитывает действительное распространение пород с тем или иным содержанием органического углерода. В конкретных подсчетах ошибки появляются в результате экстраполяции значений характеристик, используемых в формуле [1]. Количественно оценить ошибку подсчета вряд ли можно в настоящее время, однако анализ карт распределения органического углерода в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты, неоднократно строившихся за последние 8—10 лет, показывает, что она, как правило, невелика.

Обычно большинство исследователей при анализе закономерностей накопления органического вещества в древних осадочных толщах оперирует современными содержаниями в них органического углерода. Между тем, потери органического вещества на редукцию элементов переменной валентности в диагенезе и образование летучих продуктов углефикации (C_nH_{2n+2}, CO, H_2S, NH_3, H_2O) и битумоидов в катагенезе, значительная часть которых эмигрирует из мест захоронения органического вещества, весьма велики. Они могут очень сильно исказить первоначальную картину его распределения в осадках. Особенность настоящей работы — попытка реконструировать исходные концентрации органического вещества в верхнем слое палеоосадков. Анаэробные потери органического вещества в диагенезе рассчитывались по методике Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), недавно уточненной В. А. Успенским (1970), а в катагенезе — по методике В. А. Успенского (1954), развитой А. Э. Конторовичем и Е. А. Рогозиной (1967). При этом использовались специально построенные карты метаморфизма и типов органического вещества и карты распределения в породах аутигенно-минералогических форм железа. По такой же схеме, как и при оценке средневзвешенных концентраций органического углерода, были рассчитаны абсолютные массы остаточного (современные содержания) и исходного органического вещества в отложениях. Подсчет проведен по формуле:

$$Q_{ов} = 25 \cdot 10^6 \sum_{i=1}^{n} q_i \rho_i h_i, \qquad (2)$$

где q_i — концентрация органического вещества в i-м узле сетки.

Прикидочные оценки с использованием Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1968) показывают, что размыв отложений занижает значения этих величин не более чем на 3—5%. В рамках реальной точности проведенных подсчетов этой ошибкой можно пренебречь. Для ряда веков оценивались скорости накопления органического веще-

Органический углерод в мезозойских отложениях Сибири, %

Таблица 1

Система	Отдел	Ярус	Западно-Сибирская плита				Лено-Енисейский прогиб				Вилюйская синеклиза и Предверхоянский прогиб				Иркутский прогиб		Рыбинская, Абанская и Северо-Тасеевская впадины	
			1*		2**		1		2		1		2		1	2	1	2
			I***	II****	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	I	I	I
Триасовая	Нижний	Оленекский	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21	—	0,15	—	—	—	—	—
		Индский	—	—	—	—	—	—	—	—	0,16	—	0,12	—	—	—	—	—
	Средний — верхний		—	—	—	—	—	—	—	—	0,59	—	0,16					
	Среднее по триасу		—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	—	0,15					
Юрская	Нижний	Нижний — средний лейас									1,24		0,58		3,69	0,83	0,5	0,24
		Тоар	3,12	2,18	1,12	1,07	1,13	1,35	0,74	0,72	0,84	0,96	0,50	0,45				
	Средний						1,32		0,99		0,82		0,68				0,65	0,55
	Среднее по нижней—средней юре		3,12	2,18	1,12	1,07	1,28	1,35	0,85	0,72	0,97	0,96	0,59	0,45				
	Верхний	Келловей — оксфорд	3,61*****	1,53	—	—		0,89		0,63		0,62		0,33				
		Киммеридж	3,19	—	—	—	1,16	—	1,30	—	0,86	—	0,65	—				
		Волжский	5,34	4,96	—	—		1,3		0,62		0,59		0,32				
	Среднее по верхней юре		4,93	3,19	—	—	1,16	1,04	1,3	0,63	0,86	0,60	0,65	0,32				
Меловая	Нижний	Валанжин	0,82	0,66	0,59	0,41	0,99	0,65	0,54	0,40	0,78	0,79	—	0,24				
		Готерив — баррем	0,74	0,49	0,47	0,31	1,52	1,01	0,88	0,35	—	0,77	0,18	0,23				
	Нижний — верхний	Апт—альб—сеноман	1,23	—	0,97	—	1,87	—	1,18	—	—	—	—	—				

* Глины, аргиллиты; ** песчаники, алевролиты; *** среднее по выборке; **** средневзвешенное; ***** только для морских отложений.

ства и терригенного материала. Эти величины также картировались. Длительность веков и эпохи принимались в соответствии со шкалой Комиссии по определению абсолютного возраста, принятой в 1964 г. В случаях, когда детальность шкалы была недостаточной, продолжительность той или иной эпохи условно делилась на равные части по количеству веков.

Для сопоставления масс органического вещества, захороненных в мезозойских осадочных толщах Сибири в рассеянной и концентрированной формах, были использованы результаты подсчета геологических запасов углей Сибири, произведенные в 1968 г. СНИИГГИМСом, КТГУ, НТГУ, ЯТГУ под руководством И. Н. Звонарева. Авторы в эти подсчеты внесли поправки на массу углей, содержащуюся в маломощных пластах, и провели пересчет горючей массы углей на органическую.

Анализ закономерностей и факторов, контролирующих распределение органического вещества в древних осадочных толщах, проводился на основе выполненной предварительно реконструкции палеоклиматов и палеоландшафтов. Методологическая правильность именно такого подхода неоднократно подчеркивалась и обосновывалась Н. М. Страховым (1959, 1962).

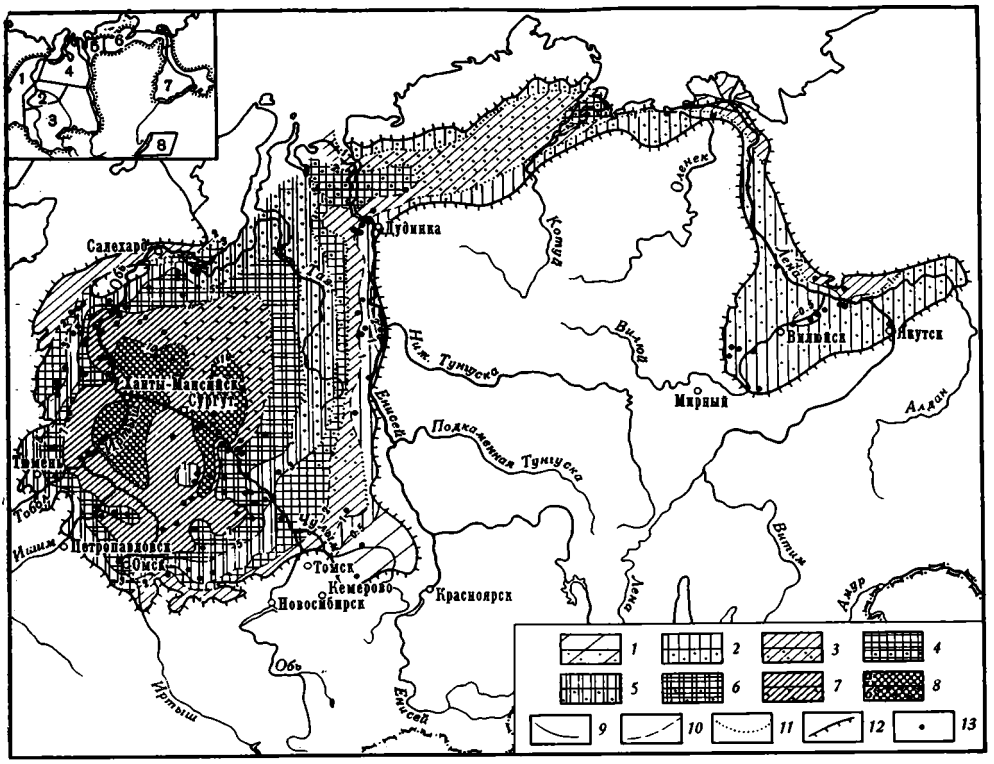
Условия накопления органического вещества в юрских и меловых отложениях. Некоторые общие закономерности. В областях морской и континентальной аккумуляции схемы распределения содержаний и типов органического вещества, формы его нахождения в осадках, соотношение между скоростями накопления органического вещества и терригенного материала существенно различаются. Соответственно различна и роль отдельных факторов, контролирующих накопление органического вещества в этих типах ландшафтов.

Морские палеоландшафты были широко развиты в юрской и меловой истории Сибири. В раннеюрскую эпоху они располагались преимущественно в Восточной Сибири и на севере Средней Сибири (Вилюйская синеклиза, Лено-Енисейский, Предверхоянский прогибы). В среднеюрскую эпоху происходило постепенное смещение областей морской аккумуляции из Восточной и Средней Сибири в Западную. В течение позднеюрской эпохи, берриасского и валанжинского веков обширная морская трансгрессия охватила всю эту территорию. В готеривском и особенно барремском веках площадь распространения морских ландшафтов значительно сократилась, и они остались только в западной части Западно-Сибирской плиты.

Максимальные концентрации органического вещества фиксируются в отложениях центральных частей эпиконтинентальных морских бассейнов Сибири, где были развиты фации открытого и глубоководного моря (фиг. 1). Для этих же зон, как правило, характерны максимальные скорости накопления органического вещества (фиг. 2,*б*).

Следует, впрочем, отметить, что известны древние морские бассейны, в которых концентрация органического вещества в осадках в направлении от берега к открытому морю сначала возрастала, а затем в пределах глубоководного шельфа вновь снижалась. Пример такого рода — эпиконтинентальный морской бассейн ленского и амгинского веков в восточной части Сибирской платформы (Евтушенко и др., 1969). Однако в этом случае существенное влияние на распределение органического вещества в осадках оказывало достаточно интенсивное накопление карбонатов.

В прибрежной зоне мезозойских морских бассейнов накапливалось, как правило, смешанное, гумусово-сапропелевое органическое вещество, причем роль аллохтонного гумусового органического материала была пропорциональна интенсивности развития наземной растительности и расчлененности рельефа в областях питания и проявлялась тем отчетливее, чем ближе к областям денудации располагалась прибрежная зона моря. Именно такая ситуация была на северо-востоке Западно-Сибирской плиты в готеривском и барремском веках.



Фиг. 1. Схематическая карта распределения органического углерода в аргиллитах и глинах волжского яруса Западно-Сибирской плиты и краевых депрессий Сибирской платформы

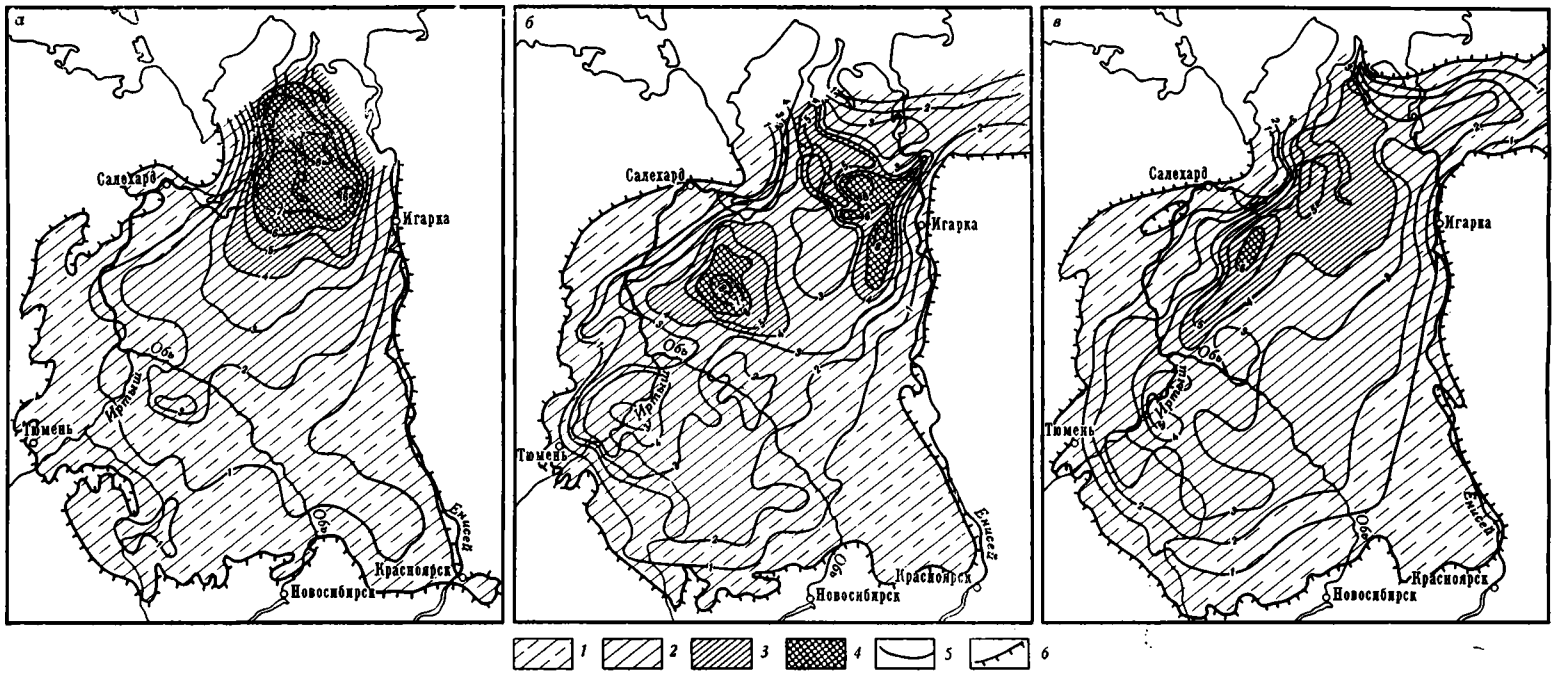
Редактор А. Э. Конторович. Зам. редактора А. С. Фомичев.

Редакционная коллегия: Г. К. Боярских, В. С. Вышемирский, Ф. Г. Гурари, И. С. Грамберг, А. И. Данюшевская, Н. П. Запивалов, Ю. В. Заячковский, С. Г. Неручев, Г. П. Сверчков, Т. И. Сороко, К. А. Шпильман. Авторский коллектив: СНИИГГИМС — Л. И. Богородская (1—3, 7), С. И. Близниченко (2, 3), Ф. Г. Гурари (1—4), В. В. Казаринов (6, 7), А. Э. Конторович (1—8), А. Д. Луговцов (1, 2, 4), В. М. Мельникова (1—5, 7), П. А. Трушков (2—4), А. С. Фомичев (1—7), Ю. П. Чупахин (2—4, 7), Л. С. Шилина (1—7); Главтюменьгеология — Г. К. Боярских (1, 2, 4), Ф. К. Салманов (2), А. В. Тян (2); НТГУ — Н. П. Запивалов (2, 3); ВНИГРИ — В. В. Иванцова (1—3), М. Е. Каплан (6), С. С. Филатов (7), К. А. Черников (1—3); ЗапСибНИГНИ — Г. Ф. Григорьева (2), И. И. Нестеров (1—4), Г. Э. Прозорович (2—4), К. А. Шпильман (2, 3); ИГГ СО АН СССР — И. А. Олли (7); НИИГА — А. И. Данюшевская (5, 6), Д. С. Сороков (5, 6), Е. Г. Юдовный (6); ИГ ЯФ СО АН СССР — Т. И. Сороко (6, 7). Шкала концентраций органического углерода, % (*а* — установленная, *б* — предполагаемая): *1*<0,5; *2* — 0,5—1; *3* — 1—2; *4* — 2—3; *5* — 3—5, *6* — 5—7; *7* — 7—10; *8*—>10; изолинии концентраций: *9* — достоверно установленные, *10* — установленные, *11* — предполагаемые; *12* — граница современного распространения отложений; *13* — группа скважин, отдельные скважины, обнажения.

По направлению к открытому морю роль гумусового аллохтонного материала в органическом веществе быстро падает. Для центральных частей древних морских бассейнов было характерно накопление исключительно сапропелевого органического вещества.

Степень дифференцированности в распределении концентраций и типов органического вещества в эпиконтинентальных морях юры и раннего мела была тем выше, чем больше площадь бассейнов седиментации и чем меньше расчленен рельеф водосборов, т. е. чем ниже интенсивность тектонических движений. Действием именно этих факторов объясняется более четкая дифференциация в распределении органического вещества на территории морских бассейнов Западной Сибири, чем в Лено-Енисейском прогибе, Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе.

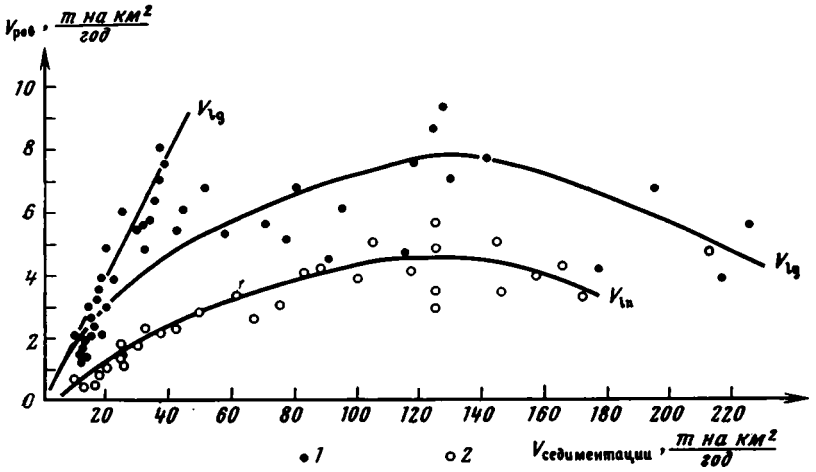
Характер связи между скоростью накопления органического вещества и темпом терригенного осадконакопления был чаще всего достаточно сложен (фиг. 3). По мере роста темпа терригенного осадконакопления вначале скорость фоссилизации органического вещества растет, достигая некоторого максимума, а далее падает. Восходящая ветвь кривой



Фиг. 2. Схематические карты скоростей накопления органического вещества в Западной Сибири, $т/км^2$ в год

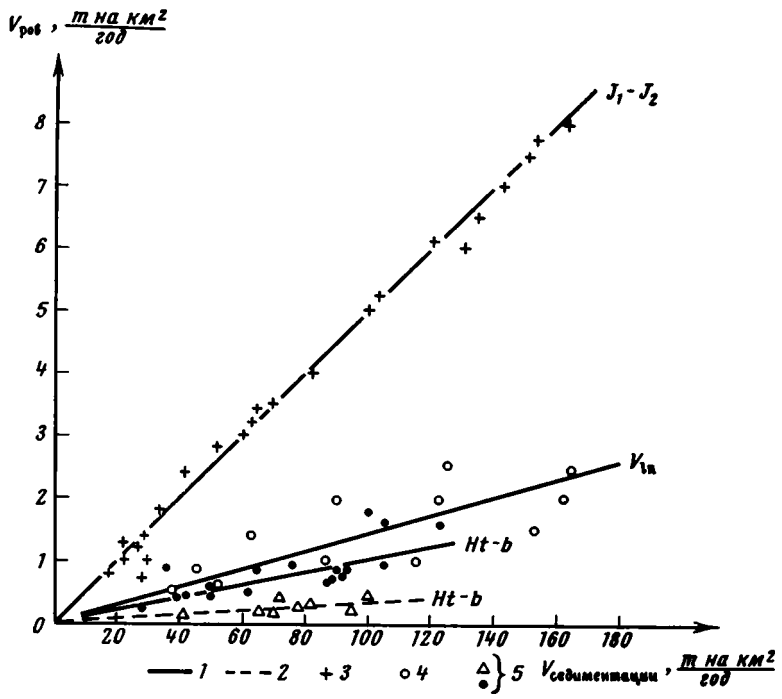
а — ранняя юра; *б* — волжский век; *в* — валанжинский век.

1—<2; *2*—2—4; *3*—4—6; *4*—6—8; *5* — изолинии скоростей накопления органического вещества; *6* — граница современного распространения отложений



Фиг. 3. Зависимость скорости накопления органического вещества от темпа седиментации в областях морской аккумуляции

1 — волжский век (Vlg), *2* — валанжинский век (Vln)



Фиг. 4. Зависимость скорости накопления органического вещества от темпа седиментации в областях континентальной и прибрежно-морской аккумуляции

1 — зона гумидного климата; *2* — зона семиаридного климата; *3* — ранне- и среднеюрская эпохи; *4* — валанжинский век (Vln); *5*—готеривский и барремский века (ht—b)

связана с меньшими потерями органического вещества на аэробное и анаэробное окисление при быстром его захоронении.

В прибрежной зоне корреляционная связь между темпом терригенного осадконакопления и скоростью захоронения органического вещества усиливается поступлением в осадок вместе с минеральной взвесью аллохтонного органического вещества (фиг. 4). Однако при интенсивном выносе в морской бассейн терригенного материала условия для развития

планктона в морской воде, по всей видимости, ухудшаются, и биологическая продуктивность бассейна падает. Как следствие, сначала замедляется, а при дальнейшем росте темпа терригенного осадконакопления снижается скорость накопления органического вещества. Этим же объясняется распространение зон с различными скоростями накопления органического вещества на площади морских бассейнов (фиг. 2,*в*). В случае накопления горючих сланцев фиксируется только восходящая ветвь кривой (см. фиг. 3). Вероятно, при более высоком темпе терригенного осадконакопления горючие сланцы вообще не образуются.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что темп терригенного осадконакопления лишь регулирует скорость захоронения органического вещества, но не является определяющим. На фиг. 3 отчетливо видно, что при одинаковом темпе терригенного осадконакопления скорость накопления органического материала в верхнеюрских морях Сибири была повсеместно выше, чем в валанжинских, что естественнее всего связывать с разной биологической продуктивностью этих морей.

Влияние климата на накопление органического вещества в древних морских бассейнах проявляется обычно сложно. Так, море волжского века на территории Западной Сибири находилось северной своей частью в гумидной, а южной — в семиаридной зонах, однако это не сказалось на накоплении органического материала (Конторович и др., 1967). Точно так же в куонамском море Сибирской платформы, находившемся на границе гумидной и семиаридной зон, накапливались горючие сланцы (Евтушенко и др., 1969). Подобного рода примеры дали основание Н. М. Страхову (1962) утверждать, что горючие сланцы по своей природе **биклиматичны.**

Однако если аридность климата сказывалась на солености вод морского бассейна, то это немедленно вело к снижению биологической продуктивности и обеднению осадков органическим веществом. Уже отмечалось, что верхнеюрские осадки Западной Сибири исключительно богаты органическим веществом, а синхронные им осадки, накапливавшиеся на Туранской и Скифской плитах в засолонявшихся морских бассейнах южной аридной зоны, его практически не содержат (Конторович и др., 1967). Точно так же бедны органическим веществом ленско-амгинские отложения аридной зоны Сибирской платформы. Таким образом, в случаях, когда аридность климата приводила к возрастанию минерализации морской воды, это сразу же сказывалось на биологической продуктивности бассейна и содержании органического вещества в осадках. Последнее подчеркивал ранее Н. М. Страхов (1962).

Так же опосредствованно, через состав вод, как нам представляется, сказывался климат в определенных условиях и на накоплении органического вещества в эпиконтинентальных морях гумидной зоны. Это имело место в условиях теплого климата и малой расчлененности рельефа, когда на континенте усиливалось химическое выветривание и в бассейн в виде растворов поступали минеральные вещества, служившие питанием для планктона. В таких ситуациях (волжские битуминозные сланцы Западной Сибири, доманик Русской платформы, отложения куонамского типа Сибирской платформы) возникают наиболее яркие проявления горючих сланцев. Этим, вероятно, объясняется более высокая биологическая продуктивность верхнеюрских морей Сибири по сравнению с валанжинскими. Существенно также, что именно в Западной Сибири, где процессы химического выветривания были особенно интенсивны и даже привели к формированию железных руд, верхнеюрские отложения уникально богаты органическим веществом.

Континентальные палеоландшафты занимали громадные площади в ранне-и среднеюрскую эпохи. Они размещались на территории Западно-Сибирской плиты и Ангаро-Вилюйской зоны прогибания. С начала поздней юры континентальный режим седиментации установился в Вилюй-

Таблица 2

Сравнение абсолютных масс органического вещества в юрских и нижнемеловых отложениях Сибири, находящегося в рассеянных и концентрированных формах, млрд. *т*

Бассейн	Возраст							
	I_1		I_2		I_3		Cr_1пс	
	РОВ	угли	РОВ	угли	РОВ	угли	РОВ	угли
Западно-Сибирская плита			34300*	4000* 8000	23400	м	16700	м
Лено-Енисейский прогиб			5600*	—	3730	—	3300	150
Вилюйская синеклиза и Предверхоянский прогиб	1700	м	1400	м	1480	717	1900	1227
Рыбинская, Абанская, Северо-Тасеевская впадины	63	50	68	572	—	—	—	—
Иркутский прогиб	227	92	—	—	—	—	—	—
Южно-Якутский прогиб	—	—	—	15,3	—	15,2	—	0,07

* Нижняя и средняя юра совместно; м—угля мало, оценка запасов не производилась; РОВ—рассеянное органическое вещество.

ской синеклизе. На юге и востоке Западно-Сибирской плиты континентальные ландшафты получили развитие в готеривский и барремский века, в барремский век они занимали территорию и Лено-Енисейского прогиба.

Бóльшая часть континентальных ландшафтов находилась в зоне гумидного климата. В зону семиаридного климата попадали только юрско-неокомовые ландшафты юго-восточного района Западно-Сибирской плиты и готерив-барремские, располагавшиеся в южной части того же региона.

Континентальные отложения гумидных зон характеризуются высокими содержаниями органического вещества и разнообразной картиной распределения его форм — рассеянной и концентрированной. Последняя играла наиболее существенную роль в континентальных аккумулятивных ландшафтах Ангаро-Вилюйской зоны прогибания. Так, в нижнеюрских породах Иркутского прогиба масса рассеянного органического вещества составляет 227 млрд. *т*, концентрированного — 92 млрд. *т*, т. е. в углях сосредоточено около трети общей массы органического вещества (табл. 2). В среднеюрских отложениях Рыбинской, Абанской, Северо-Тасеевской и других впадин юго-запада Сибирской платформы из 640 млрд. *т* захороненного органического вещества около 90% (572 млрд. *т*) находится в концентрированной форме.

В позднеюрских и неокомовых ландшафтах Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба значительное количество органического вещества захоронялось в торфяниках. Из его общей массы, находившейся в этих ландшафтах, концентрированная форма составляет около 40%.

На территории Западно-Сибирской плиты и Лено-Енисейского прогиба в областях континентальной седиментации роль концентрированной формы в общем балансе захороненного органического вещества не была столь значительной, как в Ангаро-Вилюйской зоне прогибания, Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе. Основная масса угля в сравнительно выдержанных пластах приурочена к прибортовым частям Западно-Сибирской плиты. К центру плиты угольные пласты расщепляются и становятся маломощными (десятки сантиметров, первые сантиметры). В целом на территории плиты органическое вещество, находящееся в нижне-среднеюрских отложенениях в концентрированной форме, составляет 8—10% общей массы.

В Лено-Енисейском прогибе угленакопление имело место только в готерив-барреме и протекало еще менее энергично, чем на Западно-Сибирской плите. В углях этого региона сосредоточено всего около 4% масс органического вещества, заключенного в отложениях неокома.

Таблица 3

Средняя скорость накопления органического вещества и осадков в юрский период и нижнемеловую эпоху на территории Сибири, $т/км^2$ в год

Возраст	Длительность, млн. лет	Западно-Сибирская плита		Лено-Енисейский прогиб		Вилюйская синеклиза, Предверхоянский прогиб	
		осадки	органическое вещество	осадки	органическое вещество	осадки	органическое вещество
$I_1 - I_2$	24*; 31**	47,6	2,4	48,0	1,4	41,6	0,5
$I_3 vlg$	4	23,1	2,5	50,7	1,7	38,0	0,8
$Cr_1 vln$	6	102,0	2,1	75,8	1,5	63,3	0,9
$Cr_1 ht—b$	15	69,0	0,8	56,0	1,7	79,0	0,7

* Продолжительность осадконакопления на Западно-Сибирской плите и в Лено-Енисейском прогибе;
** то же в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе.

Важно подчеркнуть, что ритмы дифференцированных тектонических движений, благоприятствовавших торфонакоплению в периферических частях мезозойских континентальных бассейнов седиментации, были во многом сходны. В пользу этого свидетельствует тот факт, что во всех рассмотренных угленосных бассейнах основная масса угля сосредоточена в пластах мощностью 1,3—3,5 *м*. Лишь в Канско-Ачинском угольном бассейне как бы наложились колебания с двумя различными периодами. Движения первого типа вели к образованию углей с той же мощностью пластов, что и в других рассмотренных бассейнах, второго — к аномально большему развитию мощных торфяников.

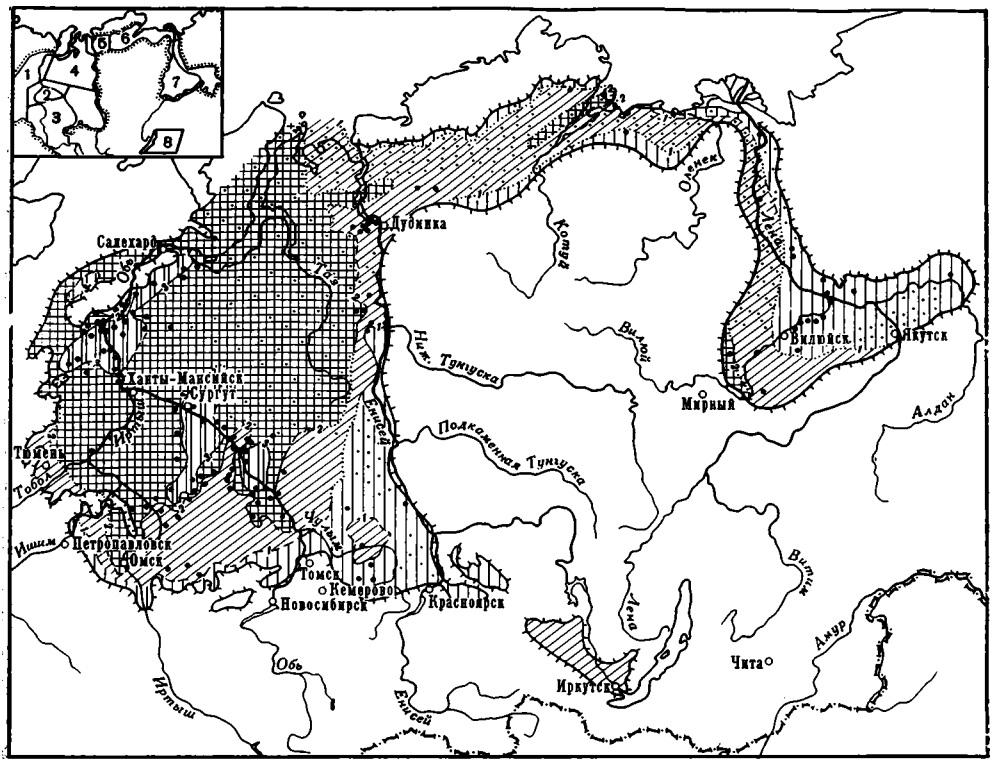
В отличие от концентрированного органического вещества, основные количества которого приурочены к краевым частям континентальных седиментационных бассейнов, рассеянное органическое вещество накапливалось в максимальных концентрациях в зонах, наиболее удаленных от областей питания и испытавших устойчивое погружение.

Так, во впадинах юго-западной части Сибирской платформы в нижнеюрских глинах и песчано-алевритовых породах содержится около 0,65% органического углерода. В прибортовых частях Западно-Сибирской плиты его концентрация в нижне-среднеюрских отложениях не более 1%, но в депрессиях центральной части бассейна седиментации (Ханты-Мансийская, Надымская, Юганская впадины, Колтогорский прогиб) содержание органического углерода в аргиллитах превышает 3—4% (фиг. 5). Исходное содержание органического вещества в них 6—7%.

Таким образом, в условиях гумидного климата на идеальном фациальном профиле по направлению от областей питания к низменным озерно-аллювиальным и озерно-болотным прибрежным равнинам узлы накопления органического вещества в концентрированной и рассеянной формах четко разделены. Главные массы органического вещества в концентрированной форме приурочены к началу идеального фациального профиля, в рассеянной — к концу.

Преобладает гумусовый тип органического вещества, хотя сапропелевое вещество практически всегда присутствует в незначительных количествах. Очень редко в отложениях крупных озерных водоемов фиксируется преимущественно сапропелевое органическое вещество.

Расчет скоростей накопления органического вещества на территории Сибири показал, что они варьируют от 0,5 до 2,4 $т/км^2$ в год (табл. 3). Самые высокие скорости установлены для ранне-среднеюрских ландшафтов Западной Сибири. Зоны максимальных скоростей фоссилизации органического вещества приурочены к центральным и особенно северным частям плиты (фиг. 2, *а*). Между скоростями накопления органического вещества и темпами седиментации отчетливо фиксируется сильная линей-



Фиг. 5. Схематическая карта распределения органического углерода в аргиллитах и глинах нижней и средней юры Западно-Сибирской плиты и краевых депрессий Сибирской платформы

Редактор А. Э. Конторович. Зам. редактора А. С. Фомичев.

Редакционная коллегия: Г. К. Боярских, В. С. Вышемирский, Ф. Г. Гурари, И. С. Грамберг, А. И. Данюшевская, Н. П. Запивалов, Ю. В. Заячковский, С. Г. Неручев, Г. П. Сверчков, Д. П. Сидоров, Т. И. Сороко, К. А. Шпильман

Авторский коллектив: СНИИГГИМС — Л. И Богородская (1—5—7), С. И. Близниченко (2, 3), Ф. Г. Гурари (1—4), В. В. Казаринов (6, 7), А. Э. Конторович (1—8), А. Д. Луговцов (1, 2, 4), В. М. Мельникова (1—5, 7), П. А. Трушков (2—4), А. С. Фомичев (1—8), Ю. П. Чупахин (2—4, 7), Л. С. Шилина (1—7); Главтюменьгеология — Г. К. Боярских (1, 2, 4), Ф. К. Салманов (2), А. В. Тян (2); НТГУ — Н. П. Запивалов (2, 3); ВНИГРИ — В. В. Иванцова (1—3), М. Е. Каплан (6); С. С. Филатов (7), К. А. Черников (1—3); ЗапСибНИГНИ — Г. Ф. Григорьева (2), И. И. Нестеров (1—4), Г. Э. Прозорович (2—4), К. А. Шпильман (2, 3); ИГГ СО АН СССР — И. А. Олли (7); НИИГА — А. И. Данюшевская (5, 6), Д. С. Сороков (5, 6), Е. Г. Юдовный (6); ИГ ЯФ СО АН СССР — Т. И. Сороко (6, 7).

Условные обозначения см. на фиг. 1

ная связь (см. фиг. 4), обусловленная более полной фоссилизацией органического вещества при быстром его захоронении. Однако в континентальных ландшафтах, как и морских, темп терригенного осадконакопления не был главным фактором, контролировавшим скорость накопления органического вещества. Высокий темп терригенного осадконакопления лишь способствовал более полной консервации в осадках органического вещества, скорость накопления которого определялась биологической продуктивностью ландшафта. Последняя зависела от климатических условий (влажность, температура).

В континентальных ландшафтах с семиаридным климатом (готеривский и барремский века на юге Западной Сибири) сухость климата обусловила чрезвычайно слабое развитие растительного покрова и, как следствие, малый темп захоронения органического вещества и низкие его концентрации в осадках (0,3—0,1% и меньше). Углей в отложениях семиаридной зоны на территории Сибири нет.

На основании ранее изложенного очевидно, что климат и в континентальных, и эпиконтинентальных морских палеоландшафтах — важный регулятор скоростей накопления органического вещества и его концен-

траций в осадках. В континентальных ландшафтах влияние его ощущалось непосредственно, в морских сказывалось через ряд других факторов (интенсивность процессов химического выветривания на континенте, химический состав морских вод, их температура, биологическая продуктивность наземных и морских ландшафтов и т. п.), от благоприятного сочетания которых зависела скорость накопления органического вещества.

На примере Западно-Сибирской плиты отчетливо выявляется еще одна закономерность: независимо от изменения ландшафтов и климата во времени зона с наиболее высокими концентрациями органического вещества в породах в течение всей юрской и раннемеловой истории Сибири тяготела к Ханты-Мансийской и Надымской впадинам, т. е. к зонам наиболее устойчивого погружения. В этом проявилось влияние структурного плана и история тектонического развития области седиментации на накопление органического вещества.

Новейшие данные органической геохимии позволяют утверждать, что нефтегазоносность в значительной мере контролируется абсолютной массой и концентрацией рассеянного органического вещества в отложениях, его исходным типом. Анализ материалов по Западно-Сибирской плите, Вилюйской синеклизе, Туранской и Скифской плитам показывает, что чем больше абсолютная масса органического вещества, достигшего длиннопламенной стадии углефикации в нефтегазоносном бассейне, тем выше потенциальные ресурсы нефти и газа в нем, а соотношение углеводородных флюидов (нефть и газ) определяется соотношением между сапропелевым и гумусовым органическим веществом. В частности, более высокая доля нефти в потенциальных ресурсах углеводородов Западно-Сибирской плиты по сравнению с другими мезозойскими нефтегазоносными бассейнами СССР объясняется несравненно более широким развитием в этом бассейне толщ, обогащенных сапропелевым органическим веществом (верхняя юра, берриас, валанжин).

Таковы некоторые основные выводы, вытекающие из анализа закономерностей накопления органического вещества в мезозойских отложениях Сибири. Несомненно, что такой анализ дал бы несравненно больше при обобщении материалов по всей территории СССР. По крайней мере для мезозойских отложений степень геохимической изученности позволяет выполнить такое обобщение уже сейчас. Это чрезвычайно интересная и важная задача самого ближайшего будущего.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. III. М., 1968.

Евтушенко В. М., Конторович А. Э., Малюшко Л. Д., Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б. Основные черты геохимии и литологии отложений куонамского типа кембрия Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1969, в. 98.

Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородская Л. И., Винокур Б. Г. и др. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1967.

Конторович А. Э., Рогозина Е. А. Масштабы образовния углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1967, в. 65.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1959, в. 23.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Успенский В. А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 6.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Дата поступления
14.XII.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 552.141

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ДРЕВНИХ ПОЧВ НА ПРИМЕРЕ ПЕРМО-КАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНБАССА

А. П. ФЕОФИЛОВА

Излагаются результаты комплексного изучения 17 почв на осадочных породах из заведомо различных палеоклиматических обстановок формирования каменноугольных и нижнепермских (картамышская свита P_1^{qr}) отложений западной части открытого Донбасса. Доказывается, что в древних почвах сохраняются главнейшие особенности, обусловленные почвообразовательными процессами, в том числе дифференцированный на отдельные горизонты почвенный профиль. Выделяется 5 генетических групп почв, тесно связанных с ландшафтно-климатическими обстановками. Для каждой группы приводятся характерные особенности микроморфологии и изменения химико-минералогического состава по профилю. Изучение древних почв представляется перспективным методом детальных реконструкций палеоландшафтов и климата.

Изучение особенностей перехода каменноугольных угленосных отложений Донбасса в соленосные нижнепермские (Феофилова, 1966) показало, что постепенно развивавшаяся аридизация климата сопровождалась соответствующими перестройками палеоландшафта. Совместное воздействие обоих факторов обусловило видоизменение большинства генетических признаков пород в одноименных фациях. В наиболее общем виде эти изменения проявились в постепенном исчезновении фаунистических остатков, сокращении количества растительного материала при одновременном усилении его минерализации, в появлении и прогрессивном нарастании роли пестроцветных, а позднее и красноцветных пород, ухудшении сортировки терригенного материала и появлении в некоторых литологических типах специфических пятнистых текстур и сингенетичных алеврито-глинистых обломков, в изменении состава карбонатного материала во всех его формах, в направлении сокращения роли $FeCO_3$ и увеличении роли $MgCO_3$ и $CaCO_3$. В конечном счете, в нижней, практически бескарбонатной красноцветной части картамышской свиты P_1^{qr} совершенно исчезают литогенетические типы фаций аллювия, болот и открытого моря, вместо которых здесь появляются типы пролювиально-озерных фаций. Соответственно, мезомиктовый состав песчаных осадков продуктивных свит C_2 переходит в полимиктовый, до типичных граувакк в свите P_1^{qr}.

Анализ подобных явлений позволил установить постепенное изменение палеоландшафта от приморской аллювиальной равнины с удаленной областью питания (C_2) до сухой равнины, осадки которой сносились из сравнительно близко расположенных областей с относительно сглаженным рельефом и красноцветной корой выветривания (P_1^{qr} нижняя часть); выделить три климатические обстановки накопления осадков: гумидную, господствовавшую в течение C_1 и C_2, гумидную — засушливую, чередовавшуюся с гумидной на протяжении C_3 и постепенно ее вытеснявшую, и слабоаридную, характерную для нижней половины P_1^{qr} (до начала хемогенной садки ангидрита и доломита).

Характерные черты этих обстановок проявились наиболее отчетливо в прибрежно-континентальных отложениях, особенно в переработанных позднейшими процессами почвообразования. Это послужило основанием к проведению специального изучения ископаемых почв во всех трех обстановках. При этом имелось в виду решение следующих основных вопросов: в какой мере ископаемым почвам, легко выделяемым в поле по макроскопическим признакам, свойственны специфические особенности современных почв, в частности, наличие дифференцированного на горизонты почвенного профиля; отражают ли ископаемые почвы ландшафтно-климатическую обстановку их формирования; можно ли подойти к рациональной классификации ископаемых почв? Для решения этих вопросов были детально изучены 17 почв (таблица).

Методика. Детальная литолого-фациальная характеристика с отбором образцов через каждые 0,1—0,3 *м* из почвы и подстилающей исходной породы проводилась только по свежему, невыветрелому материалу: в скважинах — непосредственно после выемки керна из колонковой трубы, в карьерах — после экскаватора, в шахтах — из действующего забоя. Отобранные образцы сразу же парафинировали. В лабораторных условиях их изучали методами химического, объемно-весового, спектрального, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического, термического, микроморфологического и механического анализов. Кроме того, определяли значения Eh и pH в водных и солевых вытяжках.

Для суждения об истинной миграции веществ под влиянием почвенного выветривания данные валового силикатного анализа образцов почв пересчитывали на бескварцевую часть и затем исправляли с учетом их объемного веса, как это принято при изучении кор выветривания. Переход от концентраций к исправленным окислам осуществлялся пересчетом «по переменным группам окислов-свидетелей», состав которых изменялся от одного образца к другому вверх по профилю почвы. Объемные веса определяли по разности веса образца в воздухе и воде с предварительным его высушиванием до постоянного веса и парафинированием.

Ввиду сравнительно небольших изменений объемного веса пород (порядка 5—9%, и лишь в двух почвах — до 17% веса исходной породы), поправка, учитывающая его, заметно сказывается только на значениях SiO_2 и Al_2O_3. На содержании этих окислов отражается и привнос извне соединений железа, преимущественно в пиритной и карбонатной формах (в гумидной обстановке), а также CaO и MgO (в засушливой и слабоаридной обстановках). Последние реализуются в почвах, по-видимому, главным образом в карбонатной форме, а MgO также и в составе хлоритов. Привнос извне обнаруживается при сопоставлении кривых изменения отдельных окислов по почвенному профилю (фиг. 1). Как видно из приведенного примера, изменения SiO_2 и Al_2O_3 тождественны и прямо противоположны изменению валового железа. Конфигурация же кривой $Fe_{вал}$ в значительной мере обусловлена привносом в верхний горизонт железа и серы, что подтверждается микроскопически присутствием в нем большого количества пирита. По-видимому, содержание серы, определявшееся из другой навески, здесь занижено, и подавляющая часть железа, показанного в трехвалентной форме, фактически является пиритной. Расчет SiO_2 и Al_2O_3 в предположении, что изменяется только $Fe_{вал}$ показывает, что изменения SiO_2 почти нацело, а Al_2O_3 в значительной степени обусловлены изменением валового железа. Изучение результативных кривых, исключающих влияние привнесенного железа, приводит к заключению, что Al_2O_3 действительно выносился из верхнего горизонта, а содержание SiO_2 практически не менялось.

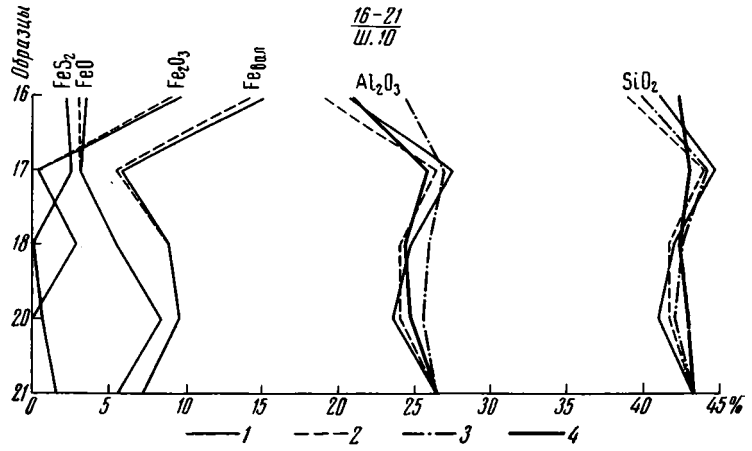
Параллельно с анализом образцов почв выборочно проводился полный силикатный анализ их глинистой фракции.

Минералогический состав глинистой фракции почв изучался на дифрактометре в лабораториях Почвенного института им. В. В. Докучае-

Основные данные об изученных почвах

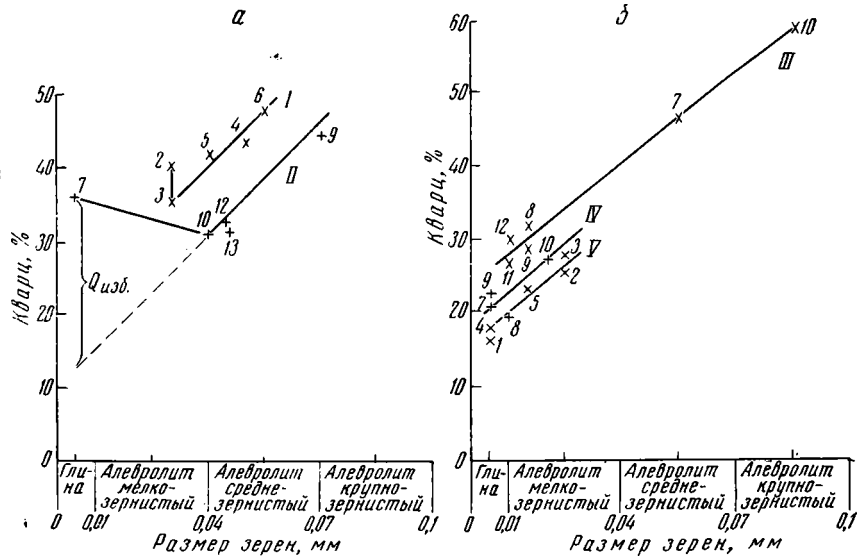
Обстановка	Возраст	Район	Индекс: образец / выработка	Мощность, *м*	Фациальный состав: субстрата	Фациальный состав: кровли	Наличие угля
Слабо-аридная	P_1^{qr}	с. Климовское (карьер)	12-7 / Карьер	0,75	Лагунно-заливный		Нет
	P_1^{qr}		5-1 / Карьер	1,05	Озерно-лагунный	Лагунный	»
	P_1^{qr}	Гавриловское поднятие	7-10 / Скв. 7803	0,80	»	Озерный	»
Гумидная—засушливая	P_1^{qr}		29-32 / Скв. 7803	0,70	Озерный	»	»
	C_3^3		49-52 / Скв. 7803	1,20	Подводно-дельтовый	»	»
	C_3^2	Октябрьский глубокий	9-12 / Скв. 3974	1,60	Лагунный	»	»
	C_3^1		1-5 / Скв. 3947	0,85	Озерный	»	»
	C_2^7		24-28 / Скв. 3970	0,80	Пойменный	Подводно-дельтовый	Уголь, m_9^1
	C_2^6	Новогродовский	21-25 / Скв. 3367	0,90	Заливный	Заливный	Уголь, l_8^2
	C_2^6	Кальмиусский рудник	1-6 / Скв. 3965	1,30	Лагунный	Лагунный (бар)	Уголь, l_8^1
Гумидная	C_2^6	Центральный, шахта №10	16-21 / Ш. 10	0,90	Озерный		Уголь, $l_4^в$
	C_2^6	Центральный, шахта им. Ф. Э. Дзержинского	1-5 / Ш. Дз	0,95	»	Лагунный	Уголь, l_0
	C_2^6		6-8 / Ш. Дз	0,60	»	Озерный	Нет
	C_2^6	Новогродовский	23-26 / Скв. 3356	0,90	Пойменный	Лагунный	Уголь, $l_1^{н.п.}$
	C_2^5		1-4 / Скв. 3365	1,25	Озерный	Морской (в основании известняк L_1)	Уголь, k_8
	C_1^3	Южно-Донбасский	7-13 / Скв. 8627	1,35	Лагунный	Лагунный	Уголь, c_2
	C_1^2		2-6 / Скв. 8627	1,0	Заливно-лагунный	Морской (в основании известняк C_1)	Углистый аргиллит

Ш. 10 — шахта № 10; Ш. Дз. — шахта им. Ф. Э. Дзержинского.



Фиг. 1. Пример приближенного расчета изменений главнейших окислов по почвенному профилю $\frac{16-21}{Ш \cdot 10}$

1 — содержания окислов после пересчета на бескварцевую часть; *2* — то же, внесена поправка на изменение объемного веса; *3* — изменения содержаний Al_2O_3 и SiO_2, обусловленные изменением $Fe_{вал}$; *4* — результативные кривые изменений Al_2O_3 и SiO_2 по почвенному профилю



Фиг. 2. Определение «избыточного» кварца в почвах гумидной обстановки.

а — Южно-Донбасский район, C_1^{3-2}; *б* — карьер у с. Климовское и Гавриловское поднятие P_1^{qr}. I — почва $\frac{2-6}{8627}$, II — почва $\frac{7-13}{8627}$, III — почва $\frac{12-7}{карьер}$, IV — почва $\frac{7-10}{7803}$, V — почва $\frac{5-1}{карьер}$. Арабские цифры в числителе — номера образцов от верхних горизонтов к нижним

ва и треста Артемгеология (Донбасс). Значительная часть рентгеновских данных получена для глинистых фракций, прошедших предварительную обработку (удаление органического материала и гидроокислов железа, насыщение магнием). Все образцы были отсняты также после насыщения этилен-гликолем и прокаливания, а выборочно — и после обработки HCl.

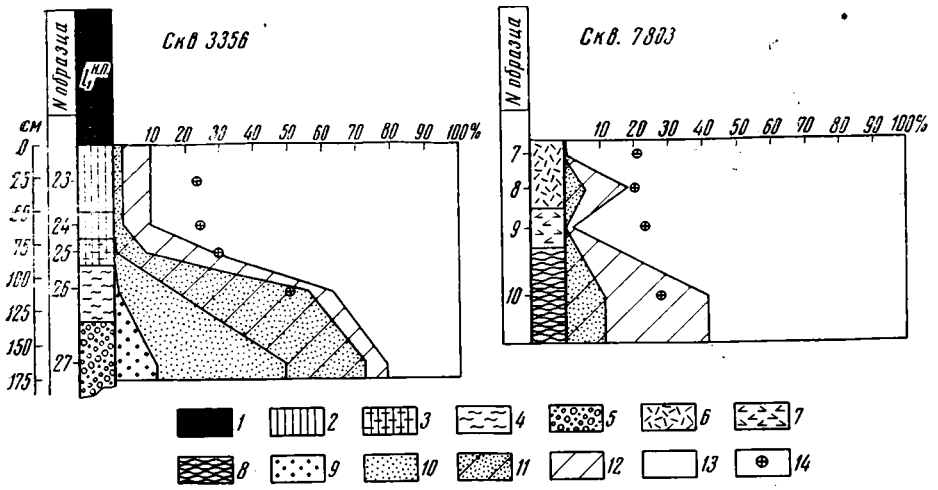
Об относительных количественных изменениях в содержании каолинита и хлорита судили по отношению площадей и высот первого базального рефлекса от оцениваемого минерала к сумме высот и площадей первых рефлексов от всех минералов. Смешаннослойный минерал (главным образом иллит — монтмориллонитового типа) в большинстве случаев оценивался по степени асимметрии 10 Å-го рефлекса; последняя определялась по отношению отрезков a_1/a_2, отсекаемых вертикальной линией, проходящей через вершину 10 Å-го пика на уровне половинной высоты этого рефлекса (при симметричном пике $a_1=a_2$ и $a_1/a_2=1$, чем больше асимметрия, тем меньше отношение). При более хорошо выраженных дифракционных спектрах смешаннослойных фаз, проявляющихся в самостоятельных рефлексах, принимались во внимание изменения по величине и интенсивности этих рефлексов, приближенно отражающие содержание монтмориллонитовых пакетов и общее количество смешаннослойного минерала.

Механический анализ, являющийся обязательной стадией исследования современных почв, в наших условиях был трудно осуществим в виду неразработанности методики дезинтеграции древних, в различной степени уплотненных пород вообще, а древних почв в особенности. Поэтому мы остановились на комбинированном способе — механическом анализе без предварительной обработки породы кислотами с последующим визуальным просмотром и уточнением (под микроскопом) состава всех фракций, из которых исключались агрегаты зерен. Этот способ анализа дополнительно позволил положительно решить вопрос о наличии в древних почвах явления агрегирования, широко развитого в некоторых типах современных почв. Подобным образом были проанализированы профили двух почв из гумидной и слабоаридной обстановок. В остальных случаях механический состав контролировался только визуальной оценкой по шлифам.

В процессе механического анализа была установлена другая интересная особенность почв гумидной обстановки: наличие в их верхних горизонтах «избыточного» высокодисперсного кварца. Методика его определения видна на фиг. 2, *а*, где по оси абсцисс отложены гранулометрические фракции, а по оси ординат — общее количество кварца, по данным химического анализа. Как видно, для двух почв гумидной обстановки, показанных на графике, зависимость между этими величинами имеет прямолинейный характер: с увеличением грубозернистости образца почвы растет общее количество содержащегося в нем кварца. Эта зависимость более или менее резко нарушается в образцах из верхних горизонтов почв с непропорционально высоким содержанием кварца. «Избыточный» кварц $Q_{изб.}$ определялся по превышению общего содержания его в образце относительно линии зависимости: содержание кварца — размерность фракций (сплошная линия на фиг. 2, *а*), или ее продолжения (пунктирная линия). Для почвы 2-6/8627 «избыточного» кварца 5%, а для почвы 7-13/8627 до 24%, что составляет 67% от общего содержания кварца в верхнем обр. 7. На графике фиг. 2,*б*, построенном аналогичным образом для четырех почв слабоаридной обстановки, избыточный кварц отсутствует.

Микроморфологический анализ, основанный на микроскопических наблюдениях в шлифах и препаратах, представляет собой сравнительно молодой метод современного почвоведения, основоположником которого считается В. Кубиена (Kubiena, 1938). В советской литературе основные положения метода содержатся в работах Е. И. Парфеновой и Е. А. Яриловой (1962), Н. А. Кориной и М. А. Фаустовой (1963) и др.

Из числа многочисленных аспектов микроморфологического метода нами были использованы лишь некоторые, включающие детальные наблюдения: 1) текстур оптически ориентированных глин (ООГ); 2) гумуса, в наших почвах представленного растительными остатками как обу-



Фиг. 3. Механический состав почв

Фации гумидной обстановки: *1* — торфяного болота (уголь $l^{нп}_{1}$); *2* — озерноболотного водоема с признаками последующего почвообразования; *3* — пойменного озера с признаками почвообразования; *4* — поймы; *5* — русла. Фации слабоаридной обстановки: *6* — озера с признаками почвообразования; *7* — застойного озера; *8* — прибрежной зоны лагун. Фракции, *мм*: *9* — 0,5—0,25; *10* — 0,25—0,1; *11* — 0,1—0,05; *12* — 0,05—0,01; *13* — <0,01. *14* — общее содержание кварца по химическим анализам

гленными, так и в различной степени гелифицированными, вплоть до бесформенного аморфного органического вещества; 3) гидроокислов и окислов железа; 4) пирита; 5) карбонатного материала как в цементе, так и в форме различных микростяжений и конкреций.

Общая характеристика ископаемых почв. *Макропризнаки.* Автохтонные корневые остатки, более тонкозернистый состав, худшая сортировка и специфическая окраска (сравнительно с исходной — подстилающей породой); текстура рыхлая, комковатая, как правило, неслоистая, часты плоскости скольжения, при выветривании почва легко распадается на мелкие обломки, форму которых можно сравнивать с соответствующими типами структур современных почв (ореховатая, зернистая мелкоглыбистая и т. п.); конкреционные образования отличаются узкой локализацией внутри отдельного почвенного горизонта, часто — специфической корневидной или бугристо-желвачной формой с различимым агрегатным строением.

Корневые остатки наиболее отчетливы и обильны в гумидной обстановке. Здесь выделяется верхний горизонт, представленный аргиллитом или алевролитом мелкозернистым с горизонтально лежащими стигмариями и беспорядочно ориентированными апендиксами, в значительной мере обусловливающими вместе с обильными зеркалами скольжения комковатую «кучерявую» текстуру. Лежащая ниже часть почвы обычно более грубозерниста (до алевролита крупнозернистого), с вертикальными корневыми остатками и менее частыми следами подвижек. Иногда она окрашена в светло-серые, «пепельные» или буроватые тона; именно к ее середине обычно и приурочен горизонт с «почвенными» конкрециями, в составе которых преобладает железистый компонент.

С нарастанием засушливости количество корневых остатков сокращается, в конечном счете остаются только редкие вертикальные полуразложенные корешки и их отпечатки. Окраска же, наоборот, становится все более характерной. В засушливой обстановке почвы пестроцветны, с попеременным преобладанием на площади то зеленовато-серых, то коричневато-красных оттенков, но в характерной блеклой «пастельной» гамме. Реликты обугленных корневых остатков различаются обычно в середине замещающей их минеральной массы бирюзовой, красновато-

фиолетовой, зеленовато- или золотисто-охристой окраски, всегда резко отличающейся от окружающей породы. Конкреции приурочены здесь к верхней части почвы и хорошо вскипают в порошке с HCl.

В слабоаридной обстановке, на фоне преимущественно красной окраски прибрежно-бассейновых пород, почвы выделяются пятнистостью за счет развития зеленовато-сизых участков, по форме напоминающих корневые остатки. Под микроскопом на этих участках можно обнаружить реликты обугленной растительной ткани, что говорит о глеевой природе пятен, развивавшихся вокруг корневых остатков в процессе их разложения. Конкреций в этой обстановке, как правило, нет.

Одновременно с окраской все ярче проявляется ухудшение сортировки почвенного материала. В слабоаридной обстановке глинистые почвы часто содержат макроскопически заметные рассеянные зерна песчаной размерности; под микроскопом видно, что они представляют собой результат слипания мелкоалевритовых зерен в плотные агрегаты, сцементированные гидроокислами железа.

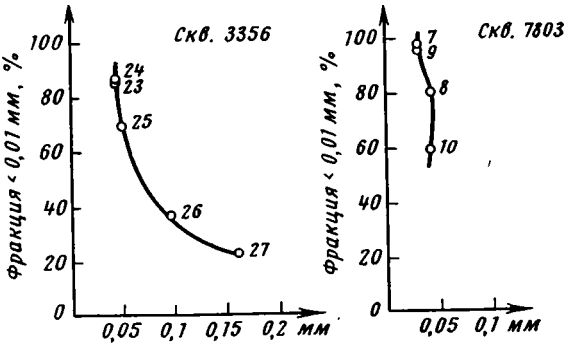
Отмеченные макропризнаки дополняются результатами лабораторного исследования, которые помогают также расшифровать их генетическую природу.

Оглинение. Заметное в почвах макроскопически измельчение материала и ухудшение его сортировки в значительной мере, а в некоторых случаях полностью, связано с процессом оглинения в результате почвенного выветривания. К этому заключению приводят наблюдения в шлифах и данные механического анализа. В шлифах можно видеть характерное для верхних горизонтов некоторых почв соотношение обломочных зерен и цемента, когда мелко и крупноалевритовые зерна, вплоть до размерности тонкозернистого песка (0,125 *мм*), буквально плавают в глинистом цементе. По классификации нормально-осадочных пород такой тип следует отнести к хлидолитам, а по фациальной принадлежности — к пролювиальным отложениям. В действительности, это средняя часть почвы, развитой чаще всего на пойменном субстрате с характерной и для соответствующих типов современных почв «порфировой» структурой. Исходная порода сложена тонким переслаиванием алевролитов с примесью тонкозернистого песчаника, и имеет нормальное для этого типа соотношение обломочных зерен и цемента, вполне укладывающееся в пределы существующих классификаций. Это нарушение закономерных для нормально-осадочных пород соотношений между грубо- и тонкозернистыми фракциями может быть использовано для расчленения первично-седиментационной неоднородности пород почвенного профиля и вторичной, обусловленной почвенным выветриванием. На фиг. 3 приведены результаты механического анализа двух почв из гумидной и слабоаридной обстановок, а на фиг. 4 — построенные по этим данным графики зависимости между средневзвешенным составом фракций $>0{,}01$ *мм* и фракцией $<0{,}01$ *мм*.

Непосредственным субстратом почвы 23-26/3356 является тонкое переслаивание алевролитов и тонкозернистого песчаника фации поймы (обр. 26), которые залегают на русловом мелкозернистом песчанике (обр. 27). Как видно из графика фиг. 4, *а*, измельчение терригенных зерен диаметром $>0{,}01$ *мм* при переходе от руслового песчаника к пойме сопровождается соответствующим увеличением фракции $<0{,}01$ *мм*, характерным для нормально-осадочного процесса в русле в связи с падением гидродинамической активности на пойме. Переход от пойменных отложений (обр. 25) к алеврито-глинистым пойменного озера, с корневыми остатками (обр. 25), сопровождается значительно более резким увеличением фракции $<0{,}01$ *мм*, что можно полагать обусловленным уже дополнительным влиянием почвенного оглинения. Дальнейшее увеличение тонкой фракции в верхних образцах уже совершенно не связано с составом более грубых обломочных зерен и представ-

ляет собой в основном результат почвенного выветривания. В другом случае — почвообразования на алевритовом субстрате прибрежной зоны лагунного водоема (фиг. 4, *б*) — увеличение фракции <0,01 *мм* идет независимо от соотношения более грубозернистых фракций, которое практически не изменяется. Здесь можно считать почвенное оглинение ведущим.

Агрегированность. Эта специфическая особенность некоторых типов современных почв устанавливается в ископаемых почвах при просмотре под микроскопом отдельных фракций механического анализа. В серо-цветной почве 23-26/3356, развитой на аллювиальном субстрате, отдельные агрегаты представлены буроватыми глинистыми комочками, в центре которых иногда видны мелкие кварцевые зерна. Максимальное количество их приурочено к фракции 0,1—0,05 *мм*, где в самом верхнем образце оно достигает 27% (от всего образца), постепенно падая вниз по профилю; в исходной породе комочки отсутствуют, а в более тонкой и грубой фракциях их значительно меньше и они хуже оформлены. Буроватая их окраска обусловлена примесью гидроокислов железа, содержание которых уменьшается вниз по профилю от 2,5% в верхнем образце до 0,3% в исходной породе, согласно с уменьшением в этом же направлении комочков, вплоть до полного их исчезновения. В почве 7-10/7803 из слабоаридной обстановки содержание глинистых комочков не более 7% и закономерного распределения их по профилю не наблюдается; в исходной породе их нет.



Фиг. 4. Коррелятивные связи между различными фракциями в почвах

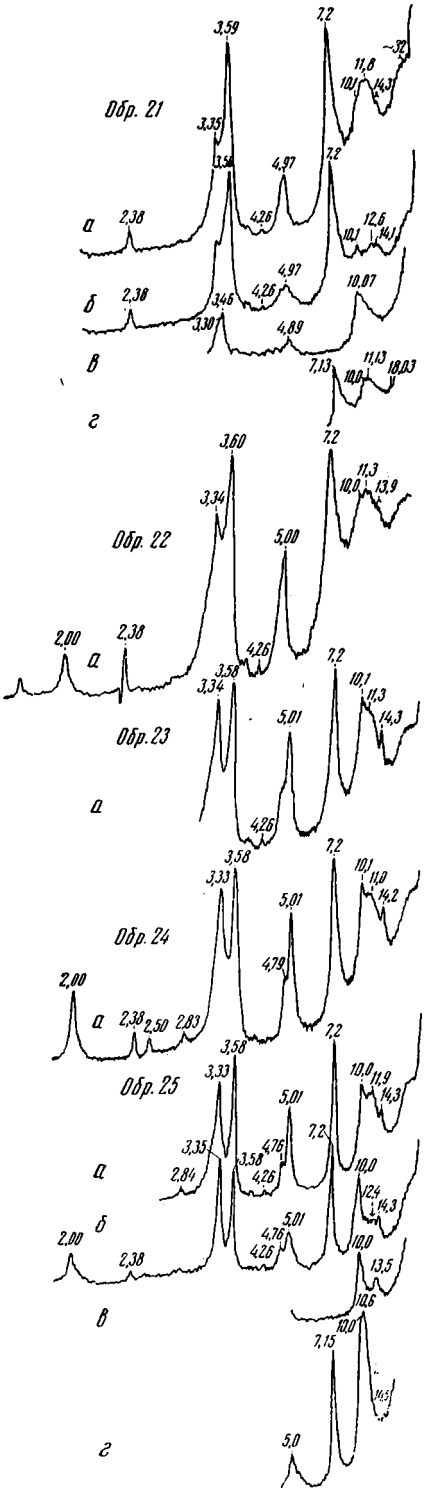
а — гумидная обстановка почвы $\frac{24\text{-}27}{3356}$

б — слабоаридная обстановка почвы $\frac{7\text{-}10}{7803}$

Перемещение почвенных компонетов по вертикальному разрезу. Устанавливается во всех ископаемых почвах путем микроморфологического анализа (в шлифах). Следы перемещения глинистого вещества проявляются в своеобразных текстурах оптически ориентированных глин (ООГ): струйчатой и колломорфной. Первая широко развита в глинах, замещающих корневые остатки. Колломорфная глина с характерным поперечно-волнистым погасанием в скрещенных николях представляет, по мнению большинства исследователей современных почв, прямой результат иллювиирования глинистого вещества по корням, ходам животных, трещинам и другим проводящим каналам. Она окрашена в буровато-красноватые тона, которые в гумидной обстановке обусловлены примесью гелифицированного органического вещества, в слабоаридной — гидроокислов железа, а в засушливой — обоих компонентов.

Следы перемещения полностью гелифицированного органического вещества растительного происхождения ярче всего проявляются в образовании органических оболочек вокруг сферолитов сидерита, в узколокализованном горизонте средней части почвы гумидной обстановки; реже — цемента песчано-алевритовых пород нижней части почвенного разреза.

О перемещении карбонатного материала свидетельствует выполнение им корневых остатков, часто совместно со струйчато-колломорфной ООГ, а также образование корневидных бугорчато-желвачных карбонатных конкреций в отдельных горизонтах внутри почвы.

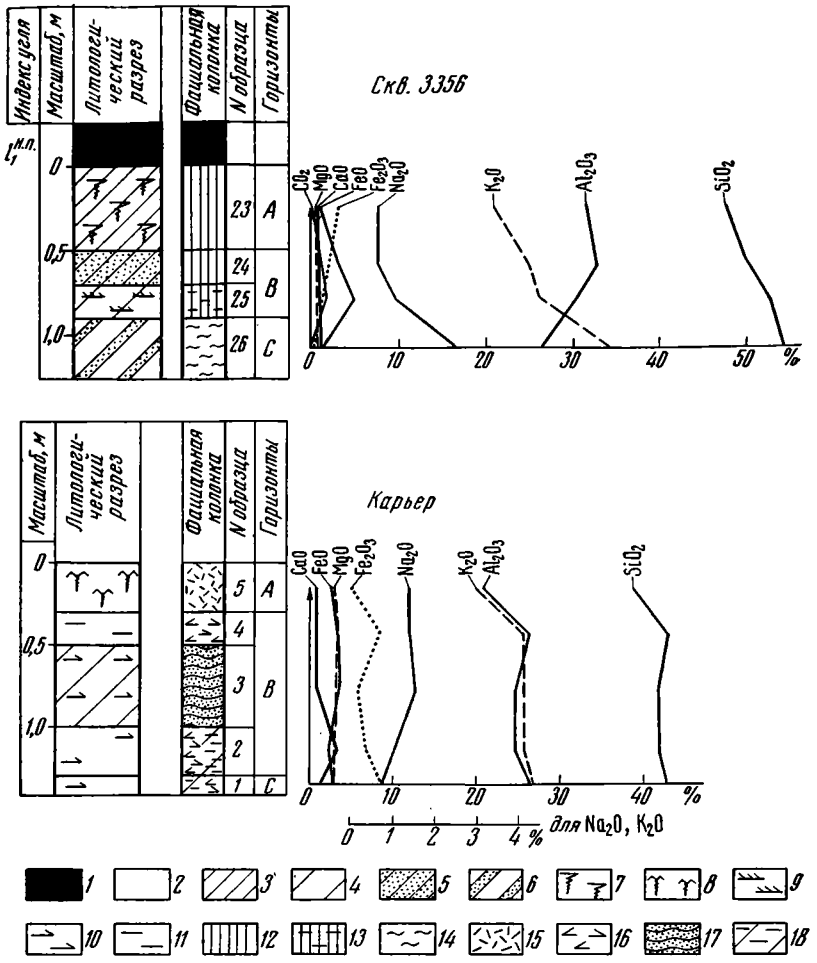


Фиг. 5. Изменения состава глинистой фракции почвы 21-25/3367 по профилю

Образец: *а* — природный, *б* — насыщенный этиленгликолем, *в* — прокаленный, *г* — обработанный HCl

Изменения состава глин. Обработка дифрактограмм, термограмм и данных валового силикатного анализа позволила установить закономерные изменения состава глинистой фракции при переходе от исходной породы к почве и в пределах последней. Так, в гумидной почве 21-25/3367 глинистая фракция исходной породы (обр. 25) состоит в основном из гидрослюды и каолинита с небольшой примесью хлорита и смешаннослойного минерала слюда — монтмориллонитового типа (фиг. 5). В верхних горизонтах почвы резко возрастает содержание каолинита и заметно увеличивается общее количество смешаннослойного минерала и относительное содержание в нем монтмориллонитовых пакетов; хлорит же, практически, исчезает. Новообразование каолинита в данной почве подтверждается наблюдениями под электронным микроскопом. Ориентировочные количественные подсчеты по различным данным, в том числе по определению средних показателей преломления (Дриц и др., 1966), согласно показали, что содержание каолинита в верхних образцах увеличивается вдвое сравнительно с исходной породой, достигая ~60%.

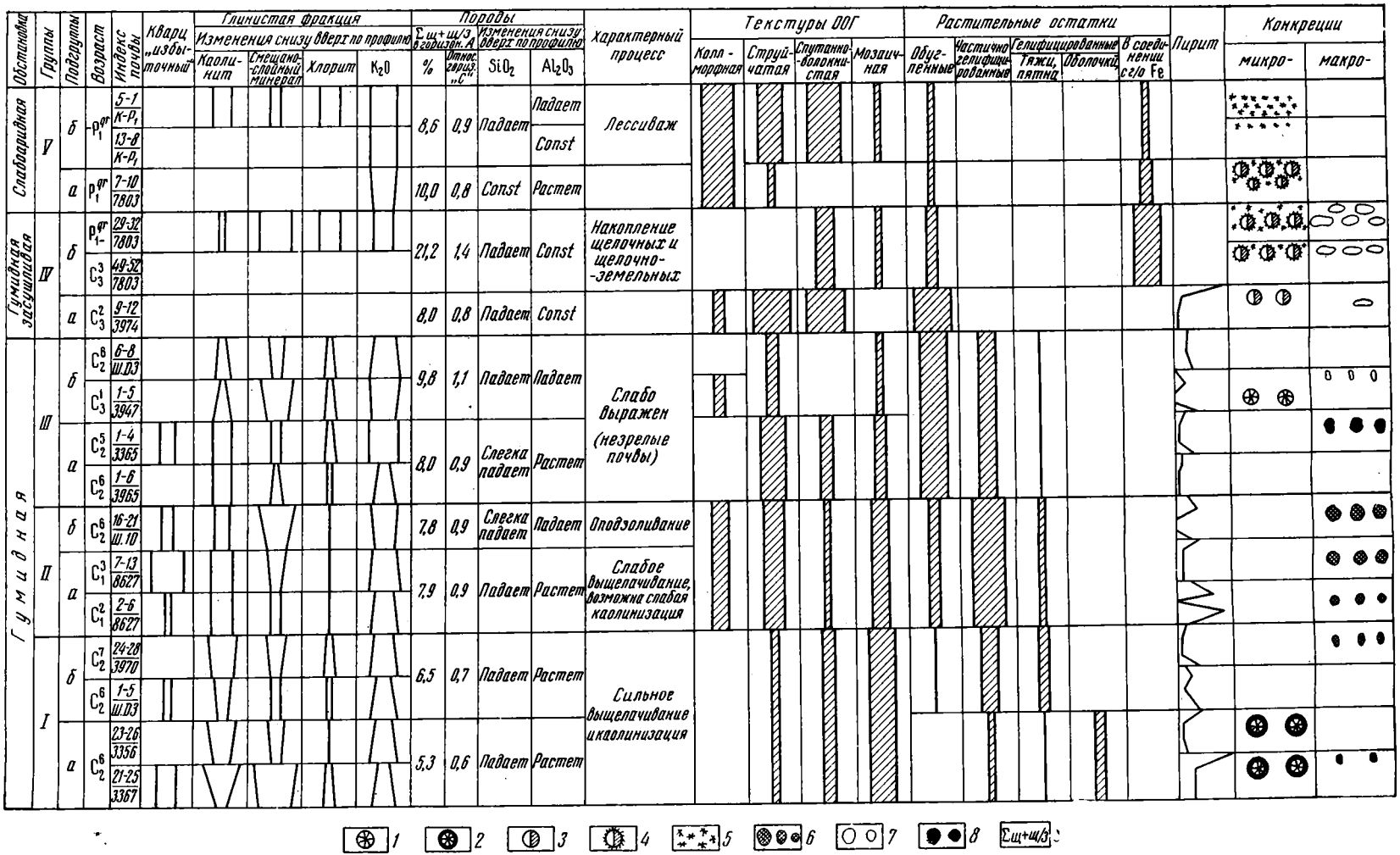
Наличие почвенного профиля, дифференцированного на отдельные горизонты. Отличительные особенности почв проявляются неравномерно по их разрезу, локализуясь в отдельных горизонтах. Так, оглинение и интенсивная гелификация растительного материала приурочены к верхним горизонтам, но часто образуют локальные максимумы в средней части почвы, где обычно встречаются и колломорфные глины; агрегированность максимальна в верхнем горизонте; конкреционные образования в гумидной обстановке встречаются в средней части, в засушливой — поднимаются кверху; новообразование и превращение глинистых минералов максимально выражено в верхней части почвы. Все



Фиг. 6. Изменения химического состава по профилю почв

Литологический разрез: *1* — угольный пласт, *2* — аргиллит, *3* — аргиллит алевритистый, *4* — алевролит мелкозернистый, *5* — алевролит среднезернистый, *6* — переслаивание алевролитов с тонкозернистым песчаником, *7* — стигмарии с беспорядочноориентированными апендиксами («кучерявчик»), *8* — вертикальные корни, *9* — переотложенные корневые остатки, *10* — растительные остатки плохой сохранности, *11* — растительный детрит; фации гумидной обстановки: *12* — озерно-болотного водоема с признаками последующего почвообразования, *13* — пойменного озера с признаками почвообразования, *14* — поймы; фации слабоаридной обстановки: *15* — озера с признаками почвообразования, *16* — застойного озера, *17* — прибрежной зоны озерно-лагунного водоема, *18* — озерно-лагунного водоема

эти изменения, обусловленные процессом почвенного выветривания и перемещения отдельных компонентов по разрезу почвы, приводят в конечном счете к образованию почвенного профиля, характерного для всех типов современных почв. Наглядное представление об интенсивности почвенного выветривания и распределении отдельных горизонтов внутри профиля можно получить, рассмотрев кривые изменения отдельных окислов (фиг. 6) и относительное изменение объемного веса почвы. Так, в разрезе гумидной почвы 23-26/3356, развитой на аллювиальном субстрате, горизонт А (элювиальный) выделяется по минимальным содержаниям в нем Na_2O, K_2O, SiO_2, FeO; горизонт В (иллювиальный) — по локальным максимумам содержаний Al_2O_3, FeO и CaO. Объемный вес почвы горизонта А на 7% меньше веса горизонта В (объемный вес исходной породы — горизонта С — уменьшается в связи с ее относительной грубозернистостью). Относительное накопление Al_2O_3 в верхней части почвы связано с процессом каолинизации, установленным по данным рентгенов-


Обстановка
Группы
Подгруппы
Возраст
Индекс почвы
Кварц „избыточный"
Глинистая фракция
Изменения снизу вверх по профилю
Каолинит
Смешанослойный минерал
Хлорит
K_2O
Породы
Σщ+щ/з в горизон. А
%
Относ. гориз. „С"
Изменения снизу вверх по профилю
SiO_2
Al_2O_3
Характерный процесс
Текстуры ООГ
Колломорфная
Струйчатая
Спутанно-волокнистая
Мозаичная
Растительные остатки
Обугленные
Частично гелифицированные
Гелифицированные
Тяжи, пятна
Оболочки
В соединении с г/о Fe
Пирит
Конкреции
микро-
макро-
Слабодиффидная
Гумидная засушливая
Гумидная
V
IV
III
II
I
б
а
$P_1^{ф}$
$P_1^{ф}$
C_3^3
C_3^2
C_2^6
C_3^1
C_2^5
C_2^6
C_1^3
C_1^2
C_2^7
C_2^6
C_2^6
C_2^6
5-1
К-P_1
13-8
К-P_1
7-10
7803
29-32
7803
49-32
7803
9-12
3974
6-8
Ш.D3
1-5
3947
1-4
3365
1-6
3965
16-21
Ш.10
7-13
8627
2-6
8627
24-28
3970
1-5
Ш.D3
23-26
3356
21-25
3367
8,6
0,9
10,0
0,8
21,2
1,4
8,0
0,8
9,8
1,1
8,0
0,9
7,8
0,9
7,9
0,9
6,5
0,7
5,3
0,6
Падает
Const
Растет
Лессиваж
Накопление щелочных и щелочно-земельных
Слабо выражен (незрелые почвы)
Оподзоливание
Слабое выщелачивание, возможна слабая каолинизация
Сильное выщелачивание и каолинизация
1
2
3
4
5
6
7
8
Σщ+щ/з

Фиг. 7. Генетические группы почв различных палеоклиматических обстановок

Микроконкреции: *1* — сферолиты сидерита, *2* — то же в оболочке из пиритизированного органического вещества, *3* — доломит-анкеритовые; *4* — то же с концентрами из гидроокислов железа с примесью органического вещества, *5* — окисно-железистые; конкреции: *6* — сидеритовые, *7* — доломитовые, *8* — пиритовые; *9* — сумма щелочей и щелочных земель

ского и термического анализов. Максимумы FeO и CO_2 отвечают наличию в горизонте В сферолитов сидерита.

В разрезе почвы 5-1/карьер горизонт А выделяется пониженными содержаниями K_2O, Al_2O_3, SiO_2, Fe_2O_3 и CaO; объемный вес этого горизонта почти на 17% меньше веса исходной породы. Горизонт В отмечается максимумами Al_2O_3, SiO_2, Fe_2O_3, Na_2O и CaO, расположенными на разных уровнях.

Приведенные материалы позволяют с достаточной, на наш взгляд, убедительностью положительно ответить на первый из поставленных перед настоящим исследованием вопросов: в ископаемых почвах сохраняются главнейшие проявления древних почвообразовательных процессов, в значительной мере определяющие современный облик пород.

Генетические группы почв в различных ландшафтно-климатических обстановках. Конкретные изменения всей совокупности признаков в пределах отдельной почвы, определяющие строение или тип почвенного профиля,— не остаются постоянными. Профили изученных почв существенно различаются в разных ландшафтно-климатических обстановках, более или менее значительно варьируя и внутри отдельных обстановок. Эти изменения по профилю сведены в левой половине таблицы (фиг. 7) и положены в основу классификации ископаемых почв. Графики изменения минералогического состава глинистой фракции почв построены по данным рентгеновского анализа, содержания K_2O — валового силикатного анализа. Изменения по профилю содержаний K_2O, SiO_2 и Al_2O_3 в почвах[1] показаны по данным химических анализов, соответствующим образом обработанных. В левой половине таблицы приведено также содержание «избыточного» кварца и суммы щелочных и щелочно-земельных компонентов в горизонте А. По совокупности всех данных и аналогии с современными почвами намечен характерный для каждой группы почв процесс (средняя часть таблицы). В правой половине таблицы приведены основные результаты микроморфологического анализа. Шириной колонок здесь дается примерное представление о частоте встречаемости в отдельных группах и подгруппах почв различных текстур ООГ и растительных остатков различной степени и формы разложения. Далее указывается материал, замещающий корневые остатки, состав и форма микро- и макроконкреций.

Все почвы подразделяются на 5 групп. Группы I — III выделены в пределах наиболее изученной гумидной обстановки, в большинстве случаев они перекрываются угольными пластами. Группа IV объединяет почвы из засушливой обстановки, группа V — из слабоаридной.

Ведущий процесс при формировании почв группы I — каолинизация. Изменения в составе глинистой фракции и примерная количественная оценка содержаний каолинита в исходной породе и верхнем горизонте почвы уже были показаны выше, на примере почвы 21-25/3367. Как видно, они характерны для всех четырех почв этой группы, причем увеличение вверх по разрезу каолинита, устанавливаемое непосредственно, подтверждается соответствующим увеличением содержания Al_2O_3 и уменьшением содержания K_2O и SiO_2 в этом же направлении. Каолинизация протекала на фоне интенсивного выщелачивания, о чем можно судить по минимальным в этой группе значениям суммы щелочных и щелочно-земельных компонентов в горизонте А, составляющим 0,6—0,7 их содержания в исходной породе (горизонт С). Весьма характерно также, что исходные породы данной группы практически бескар-

[1] Точнее, в породах с признаками почвообразовательного процесса.

бонатны, исключая почву 21-25/3367, которая подстилается породами, содержащими редкие линзовидные, вытянутые по наслоению, карбонатные конкреции. По интенсивности процессов каолинизации и выщелачивания данную группу можно разделить на две подгруппы: I*а* и I*б*.

Для группы в целом характерно минимальное развитие колломорфной и струйчатой текстур ООГ и максимально выраженная гелификация растительных остатков; первично-обугленные (нацело) растительные остатки практически отсутствуют. В подгруппе I*а* органическое вещество образует оболочки вокруг сферолитов сидерита, что свидетельствует о предварительной гелификации до полной потери формы растительного остатка. Позднее по этим оболочкам развился пирит. Характерна строгая приуроченность оболочек к средней части почвы, хотя сами сферолиты имеют более широкий диапазон вертикального распространения, явно тяготея, однако, к аллювиальному горизонту В и полностью отсутствуя в верхних горизонтах почв. В подгруппе I*б* оболочек нет, зато максимально развито бурое бесформенное органическое вещество. Сферолиты сидерита либо отсутствуют, либо встречаются в форме слившихся агрегатов размером до 1 *см* (без оболочек). Эти агрегатные сидериты — единственная форма карбонатных макроконкреций в данной группе, к тому же встреченных только в почве 24-28/3970 с наименее интенсивной каолинизацией. Мелкие пиритовые конкреции в верхнем горизонте почвы 21-25/3367, в которой содержание пирита вообще повышено, связаны с фациальным составом перекрывающих угольный пласт пород, относящихся к отложениям открытого залива. Отсутствие текстур ООГ, ассоциирующих с перемещениями глинистого материала, и низкое содержание карбоната, представленного только труднорастворимым сидеритом, к тому же еще и запечатанным в органической оболочке, хорошо согласуется со следующим фактом: в этой группе не наблюдалось характерного для всех других почв замещения глиной и карбонатом корневых остатков.

Непосредственной связи почв группы I с фациальным характером их субстрата не наблюдается; в этой группе оказались почвы, сформировавшиеся в различных условиях — от открытого залива до аллювиальной долины (см. таблицу). Однако некоторый отпечаток условий развития почв этой группы можно подметить в литологических особенностях пород почвенного профиля. Во всех случаях верхняя часть почв этой группы сложена алевролитом мелкозернистым, реже аргиллитом, с комковатой текстурой, зеркалами скольжения и обильными беспорядочно ориентированными корневыми остатками — так называемый «кучерявчик», мощностью 0,4—0,7 *м*. Ниже порода грубеет до алевролита среднезернистого[2], совершенно неслоистого, в Новогродовском районе — с характерным зеленоватым оттенком, с вертикальными корневыми остатками, мощностью 0,2—0,5 *м*. Этот алевролит книзу довольно быстро переходит в исходную породу.

В почвах группы II «кучерявчик» их верхней части не превышает 0,2—0,3 *м*, вся же остальная часть почвы мощностью 0,9—1,4 *м* представлена постепенно грубеющими книзу алевролитами с вертикальными корешками и реликтами первичной слоистости мелководно-прибрежной ряби волнений более или менее отгороженных водоемов заливно-лагунного или лагунно-озерного характера. Вверх по профилю слоистая текстура все более нарушается корневыми остатками и другими проявлениями почвообразования, но не исчезает, прослеживаясь местами даже в «кучерявчике». В середине этих алевролитов локализуется горизонт с конкрециями.

Профили этой группы значительно менее дифференцированы и слабо выщелочены. Исходные породы и почвы содержат в цементе желе-

[2] Определения пород даются по величине обломочных зерен без учета глинистой примеси (∠0,01 *мм*), содержание которой в почвах сильно завышено.

зистый карбонат типа анкерита и сидерита; последний преобладает в верхней части.

В подгруппе II*а*, судя по поведению SiO_2, Al_2O_3 и K_2O, еще возможна слабая каолинизация, не улавливаемая рентгеновским анализом. В подгруппе II*б* она совершенно исключена, и здесь более вероятен процесс оподзоливания. Смешаннослойная фаза проявляет в данной группе ту же тенденцию разростания в верхних горизонтах почв, хлорит же практически отсутствует. Микроморфологические признаки группы II существенно отличаются от группы I. Довольно широко развиты текстуры ООГ, свидетельствующие о передвижениях глинистого материала; соответственно часты замещения им корневых остатков, обычно в соединении с карбонатом сложного состава. Растительные остатки менее интенсивно гелифицированы, встречаются нацело обугленные. В иллювиальных горизонтах всех почв присутствуют сидеритовые макроконкреции.

Почвы группы III характеризуются довольно пестрыми показателями. Подгруппа III*а*, в которую отнесены почвы, перекрытые угольными пластами, по химико-минералогическим показателям в общем близка к группе II, отличаясь от нее повышенным содержанием хлорита и менее согласованным изменением отдельных компонентов, а также отсутствием карбонатных конкреций. Довольно крупные пиритовые конкреции в верхнем горизонте почвы 1-6/3965 связаны с морским характером ее кровли и имеют более позднее происхождение. Безугольные почвы подгруппы III*б* более специфичны, выделяясь отчетливой декаолинизацией, согласующейся с уменьшением Al_2O_3 в верхах профиля. Смешаннослойный минерал и хлорит ведут себя по-прежнему: количество первого растет, второго снижается кверху. В этой подгруппе сильно возрастает также количество щелочных и щелочно-земельных компонентов, содержание которых вверху почвы может быть даже немного больше, чем в исходной породе. Отнесение всех этих почв в одну группу обусловлено сходством их макро- и микроморфологических черт. В верхней части почв отсутствует типичный «кучерявчик»; она либо сразу начинается с крупноалевритовой слабо оглиненной породы с вертикальными корешками (6-8/Ш. Дз), либо верхние 0,2 *м* представлены слабокомковатыми алевролитами мелкозернистыми с ограниченным развитием преимущественно горизонтально наслоенных апендиксов. Лежащая ниже часть почв несет отчетливые следы первичного наслоения, слегка нарушенного тонкими вертикальными корешками. В одном случае (1-6/3965) из разреза почвы выпадает, наоборот, горизонт с вертикальными корневыми остатками и на всем протяжении встречаются главным образом апендиксы, ориентированные преимущественно по горизонтальному наслоению.

Все эти признаки вызывают представление о недостаточной зрелости почвы и прерывистости почвообразовательного процесса за счет кратковременного и в общем сингенетичного осадконакопления в озерно-болотных водоемах; последнее особенно выражено в почве 1-6/3965. Основные микроморфологические особенности почв этой группы состоят в почти полном исчезновении колломорфной текстуры ООГ и падении интенсивности гелификации растительных остатков, среди которых резко преобладают нацело обугленные. Несмотря на наличие в почвах подгруппы III*б* большого количества сидерит-анкеритового цемента, конкрециеобразование выражено слабо. Все эти особенности хорошо согласуются с заключением о незрелом характере почв рассматриваемой группы.

Заканчивая характеристику почв, формировавшихся в гумидной обстановке, заметим, что «избыточный» кварц в горизонтах А фиксируется только в почвах, перекрывающихся угольными пластами, причем максимальное его содержание (24%) наблюдается под самым мощным

угольным пластом c_2, а минимальное (5%) — под углистым аргиллитом. В трех почвах «избыточный» кварц отсутствует. Две из них развиты на аллювиальном субстрате, что, может быть, указывает на более интенсивный дренаж, обеспечивавший вынос свободного кремнезема за пределы профиля. Третья почва (1-6/3965), как уже отмечалось, наименее зрелая (из угленосных), с почти не изменяющимся содержанием SiO_2 по профилю; возможно, поэтому, что свободного SiO_2 здесь вообще не накапливалось. Образование свободного кремнезема можно связывать как с разрушением глинистых минералов, так и с высвобождением и последующей перекристаллизацией фитолитов, заполнявших растительные клетки.

В почвах группы IV изменений в содержании глинистых минералов (по анализу одного профиля) не установлено. Состав глинистой фракции отличается повышенным количеством хлорита, сравнимым с содержанием каолинита и отчетливо выраженной смешаннослойной фазой сложного состава; наряду с монтмориллонитовыми в ней участвуют, по-видимому, и хлоритовые пакеты. Подгруппа IV*б* выделяется исключительно высоким содержанием щелочных и щелочно-земельных элементов, накапливавшихся в верхней части почвы. Процесс этот представляется ведущим в данной подгруппе и выражается также в появлении обильных мелких изометричных анкерит-доломитовых конкреций в верхней части почв. Колломорфная и струйчатая текстуры ООГ здесь не встречены. Растительных остатков мало, встречаются они главным образом в форме обугленного детрита; гелифицированное же органическое вещество находится в соединении с широко развитыми здесь гидроокислами железа, придавая им характерную коричневатую окраску. Эти железогуматы, часто вместе с карбонатом, замещают реликты корешков, образуя сложно построенные микрообразования, иногда похожие на ооиды и микроконкреции. Карбонат в них, в отличие от такового макроконкреций, преимущественно железистый. Все макро- и микроморфологические особенности этой подгруппы обусловлены, по-видимому, климатическими изменениями в сторону засушливости. Недостаточно изученная подгруппа IV*а* по большинству признаков и положению представляющей ее почвы в общем стратиграфическом разрезе имеет переходный характер.

Группа V с наиболее характерной для слабоаридных почв подгруппой V*б* также не обнаруживает изменений состава глинистой фракции по профилю. Содержание каолинита в ней несколько выше, чем в группе IV, а смешаннослойная фаза, наоборот, почти не выражена. Постоянство минерального состава подтверждается одинаковым содержанием в глинистой фракции обеих почв этой подгруппы K_2O. В то же время содержания SiO_2, Al_2O_3 и K_2O в почве 5-1/карьер уменьшаются без изменения соотношений друг к другу, что вызывает представление о перемещении глинистого материала без сколько-нибудь существенных изменений вниз по профилю — процесс известный в современных почвах под названием лессиважа. Напомним, что именно в этой почве (5-1/карьер) констатировано наиболее резкое уменьшение объемного веса в верхнем горизонте. Иллювиирование глинистого материала подтверждается исключительно широким развитием здесь колломорфной и струйчатой текстур ООГ. Растительного материала почти нет, примесь его к окислам железа ничтожна, но по конфигурации включений колломорфной глины угадываются корневые остатки, полностью разрушенные. Гидроокислы железа обильны, чистых тонов, от аморфных до раскристаллизованных. Последние представляют результат стяжения и обезвоживания гидроокислов и могут быть уподоблены микроортштейнам современных почв.

Заключение. Наличие для каждой группы целого комплекса признаков, каждый из которых в той или иной мере отражает условия форми-

рования почвы, а также приуроченность I — III, IV и V групп к трем, заведомо различным палеоклиматическим обстановкам и ландшафтам, позволяет думать,что приведенная классификация почв имеет генетический характер. Разумеется, она не охватывает всего многообразия почвенных типов даже в пределах изученного разреза и площади и нуждается в дальнейшей разработке. Тем не менее она дает основание для положительного ответа и на два других вопроса, поставленных перед настоящим исследованием: особенности ископаемых почв, несомненно, отражают ландшафтно-климатическую обстановку их образования; систематизация изменений главнейших почвенных признаков по профилю дает основу для построения генетической классификации почв.

Естественно возникающий вопрос об интерпретации выделенных генетических групп и их соответствии современным типам почв выходит за рамки настоящей статьи. Следует лишь заметить, что вопрос этот достаточно сложный и не может решаться методом прямых аналогий с современностью. Помимо обычных трудностей подобных сопоставлений, связанных с необходимостью «снятия» позднейших, в нашем случае «постпочвенных» изменений, воздействовавших на почву после ее погребения, имеются и дополнительные, специфически почвенные. Существующие классификации современных почв хорошо разработаны для автономных почв, тогда как изученные нами почвы несут явные следы гидроморфизма, свойственного ландшафтам затрудненного дренажа и высокого уровня грунтовых вод. Подобные почвы широко развиты и в настоящее время, но детально изучаться стали сравнительно недавно, и обобщающих работ пока нет.

Однако можно найти подтверждение рациональности намеченной нами группировки в сопоставлении почв группы I с подугольными глинами (underclay) нижнепенсильванского возраста, охарактеризованными в работах ряда исследователей (Huddle, Patterson, 1961; Keller a. oth., 1954).

По всем макропризнакам underclay — типичные почвы, в различной степени обогащенные каолинитом и использующиеся в качестве керамического сырья. По направленности изменения глинистой фракции по профилю почвы группы I удивительно похожи на пенсильванские, а по количественному химико-минералогическому составу их можно сравнивать с промышленной категорией полупластичных глин. Это дает основание для прогнозирования и поисков более высококачественных каолиновых почв и в Донбассе.

Изучение ископаемых почв представляется весьма перспективным методом детальных реконструкций ландшафтов и климатов, что имеет важное значение для практики.

Автор выражает глубокую благодарность сотрудникам Почвенного института им. Докучаева Е. А. Яриловой и Б. П. Градусову за оказанное ими содействие и консультации при проведении настоящих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Дриц В. А., Муравьев В. И., Шутов В. Д. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 7, Изд-во Львовск. ун-та, 1966.

Корина Н. А., Фаустова М. А. К вопросу о микростроении ледниковых отложений почв.— Почвоведение, 1963, № 9.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Феофилова А. П. Переход угленосных отложений в соленосные в западном Донбассе.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 140.

Huddle J. W., Patterson S. H. Origin of Pennsylvanian underclay and related Seat Rocks. Bull. Geol. Soc. America, v. 72, No. 11, 1961.

Keller D. W., Wescott J. F., Bledsoe A. O. The origin of Missouri fireclays. Clays and clay minerals (2 nd nat cof., 1953), 1954.

Kubiena W. Micropedology. Ames. Iowa, 1938.

Институт геологии АН СССР
Москва

Дата поступления
14.XII.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 533.065.8:551.351

О ДВУХ РАЗНОВИДНОСТЯХ РОССЫПЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИБРЕЖНО-МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В. С. ТРОФИМОВ

Приводится краткий обзор распространения россыпей прибрежно-морского происхождения и указывается на существование двух их разновидностей, отличающихся друг от друга вещественным составом, условиями концентрации полезных компонентов и т. д. Известны прибрежно-морские россыпи, сложенные песчаным и валунно-галечным материалом.

Среди россыпей прибрежной части океанов, морей и крупных озер можно выделить две группы: а) россыпи, возникшие под влиянием волн прибоя, приливов и отливов, морских течений и т. п. (пляжевые—бичи, приподнятых побережий — морских террас, дюнные и шельфовые); б) россыпи, расположенные на опущенных участках морских побережий (речные, дельтовые, широких опущенных прибрежных равнин и т. п.) (Пятнов, 1956).

В настоящей статье рассматриваются лишь россыпи, образованные деятельностью волн и морских течений. Они в природе встречаются нечасто, так как коренные месторождения, за счет которых образуются россыпи, располагаются на морском побережье сравнительно редко: обычно переносимые реками полезные компоненты россыпей осаждаются, не достигнув морского побережья.

Кроме того, для концентрации полезных компонентов в россыпях прибрежно-морского происхождения требуются особые условия, которые наблюдаются довольно редко: коренной источник должен располагаться вблизи побережья или на сравнительно небольшом от него расстоянии, допускающем доставку реками на морское побережье достаточно крупных зерен полезных компонентов; полезный компонент должен находиться в «свободном» состоянии, т. е. быть освобожденным от вмещающей породы, что чаще всего встречается в областях, характеризующихся площадным развитием мощных кор химического выветривания; должен быть достаточно отмелый и прямолинейный берег в сочетании с относительно сильными ветрами определенного направления, способными перемещать материал, принесенный реками на побережье, в этом направлении; в прибрежной зоне должны существовать не особенно интенсивные тектонические движения, так как в противном случае формирующиеся прибрежно-морские россыпи при трансгрессиях будут размываться, а при регрессиях захороняться под пустыми песками и т. п. (Трофимов, 1960).

Россыпи прибрежно-морского происхождения могут быть самого разнообразного возраста — от докембрийских, обычно метаморфизованных, до современных, рыхлых. Однако в пределах каждого континента имеются отдельные эпохи, характеризующиеся широким развитием россыпей прибрежно-морского генезиса, обусловленного климатом, характе-

ром тектонических движений и пр. Так, для Южной Африки такими эпохами были эоцен-плейстоцен с его аридным климатом и устойчивой тенденцией к подъему, для Украинского кристаллического щита — сарматский и полтавский века и т. п.

Распространение прибрежно-морских россыпей. Россыпи прибрежно-морского происхождения — источник многих полезных ископаемых. Так, титан и цирконий добывается почти исключительно из этих россыпей, развитых по побережью большинства континентов. Рассмотрим наиболее богатые россыпи.

США, штат Флорида. Титано-циркониевые россыпи расположены на восточном побережье между устьями рек Сен-Джонс и Нарт, приурочены к пляжевым отложениям, дюнам и сложены мелкозернистыми песками (размер зерен 0,07—0,21, среднее 0,13 *мм*). Оруденелыми являются прослойки черного шлиха мощностью в несколько сантиметров, которые местами содержат до 50—55% полезных компонентов. Тяжелая фракция шлихов на 50—55% состоит из ильменита, на 10—20% из рутила, на 10—20% из циркона и на 1—2% из монацита. Среднее содержание полезных компонентов в россыпях 4—5%.

Длина отдельных россыпей достигает нескольких километров; так, россыпь Джексонвиль имеет длину около 11 *км*, ширину около 100 *м* и мощность 2,7—5,4 *м*, а россыпь Трейл-Ридж — соответственно 30 *км*, 1,6 *км* и до 10,5 *м* (Малышев, 1957).

Россыпи Флориды образованы за счет размыва кор выветривания интрузивных и метаморфических комплексов Аппалачей и докембрийских и палеозойских пород других областей.

Бразилия. Общая протяженность титано-циркониевых россыпей 1600 *км*. Они вытянуты вдоль побережья штатов Эспириту-Санто, Рио-де-Жанейро, Баии и др. Протяженность отдельных россыпей до 2,5 *км* при ширине 30—40 *м* и мощности 2—4 *м*. Они сложены тонкозернистыми песками с мелкими прослойками, обогащенными полезными компонентами. Тяжелый шлих этих прослойков состоит на 35—65% из ильменита, на 20—35% из циркона и на 2—5% из монацита.

Источник этих россыпей — меловая и третичная кора выветривания докембрийских гнейсов Восточной и Центральной Бразилии.

Австралия, штаты Новый Южный Уэльс и Квинсленд. Россыпи протягиваются более чем на 150 *км* от г. Сванси на юге до о. Страдброк на севере. На этом протяжении известно 29 пляжевых и 11 дюнных россыпей. Ширина россыпей 20—25 *м*, мощность 0,3—3 *м*. Они также сложены песками с прослойками тяжелого шлиха. Полезные компоненты представлены цирконом, рутилом, ильменитом, лейкоксеном, монацитом и касситеритом с некоторым количеством золота и платины. Главная масса рудных зерен имеет размеры 0,1—0,14 *мм*.

Источник этих россыпей — кора выветривания гранитов района Новая Англия и третичных и юрских песчаников, прорванных третичными базальтами.

Индия, штаты Траванкор-Кочин и др. В Индии прибрежно-морские россыпи ильменита и циркона встречаются на западном и восточном побережьях. Наиболее богатые находятся в штате Траванкор-Кочин, где известны две полосы россыпей: Моровалакуричи на юге и Куилона на севере. На юге длина отдельных россыпей около 4 *км* при ширине 100—200 *м* и мощности 1,8—2,4 *м*. Они сложены мелкозернистыми песками с прослойками черного шлиха, в которых содержание полезных компонентов (ильменит, циркон и т. д.) достигает 50—70%.

На севере длина отдельных россыпей 15 *км*. Средний размер зерен, слагающих пески, 0,1—0,14 *мм*.

Источник — древние докембрийские гнейсы и другие метаморфические породы. После штормовых сезонов выработанные россыпи восстанавливаются.

СССР. Современные титано-циркониевые россыпи прибрежно-морского происхождения известны на побережье Азовского, Черного и Балтийского морей (Гурвич и др., 1964). Однако большее промышленное значение имеют древние россыпи, приуроченные к отложениям сарматского и полтавского ярусов на Украине, чиликтинской и чаганской свитам в Западной Сибири и т. д. (Гурвич и др., 1964). Они сложены мелкозернистыми песками (размер зерен 0,1—0,2 *мм*) с пропластками черного шлиха. Полезные компоненты — ильменит, лейкоксен, рутил, циркон. В некоторых россыпях встречаются и мелкие, обычно окрашенные алмазы преимущественно кубического габитуса.

Большое практическое значение имеют алмазные россыпи прибрежно-морского происхождения. Классическая область их распространения — Юго-западная Африка и Малый Намакваленд (ЮАР) на западном побережье Атлантического океана (Трофимов, 1967).

В Юго-Западной Африке они приурочены к прибрежной полосе длиной 480 *км*, протягивающейся от устья р. Оранжевой до зал. Концепшен, и шириной около 20 *км*. В пределах этой полосы известны пляжевые, дифляционные и террасовые россыпи. Ширина россыпей 3—300 *м*, мощность около 0,5—1 *м*.

Эти россыпи сложены галечным материалом с тем или иным количеством валунов и чаще всего перекрыты эоловыми песчаными образованиями иногда мощностью свыше 25 *м*. Содержание и величина алмазов убывают в северном направлении; так, в устье р. Оранжевой средняя величина алмазов 2—2,5 карата, а в районе зал. Спенсер (400 *км* от устья р. Оражевой) 0,2—0,25 карата.

На побережье океана алмазы были принесены из глубины континента «сухими» реками аридного климата[1] (реки Оранжевая, Буйволовая, Грен и др.) (Трофимов, 1963).

В пределах Малого Намакваленда полоса прибрежно-морских россыпей прослежена от устья р. Зоут на юге до зал. Александра в устье р. Оранжевая на севере. Ширина полосы россыпей 4,5—6 *км*. Большинство их расположено вблизи устьев рек. Характер алмазных россыпей Малого Намакваленда близок к характеру аналогичных россыпей Юго-Западной Африки, но они часто сцементированы известью и гипсом. Источник алмазов этих россыпей также расположен в глубине континента, и они были принесены на побережье «сухими» реками.

Алмазные россыпи прибрежно-морского происхождения известны и на Сибирской платформе (Леонов и др., 1966). Они приурочены к отложениям нижневолжского яруса и прослежены более чем на 400 *км*. Эти россыпи имеют двухчленное строение, нижняя часть их мощностью 0,2—0,3 *м* сложена песками с 20—25% хорошо окатанной гальки и гравия, а верхняя часть мощностью 0,2—0,6 *м* — галечниками с 60% гальки размером 3—5 *см*. Россыпи перекрыты пустыми песками без гальки.

Кроме титано-циркониевых и алмазных россыпей известны и золотые россыпи прибрежно-морского происхождения. Наиболее изучены россыпи этого генезиса на Аляске на п-ове Сьюорд. Известны пляжевые и террасовые россыпи (Обручев, 1934).

Пляжевые россыпи развиты на 5 *км* в обе стороны от г. Номе вдоль береговой линии. Они сложены песками, мелким и крупным гравием с отдельными валунами ледникового происхождения. Ширина россыпей до 90 *м*, мощность 0,3—0,9 *м*. Золото мелкое (70—80 знаков на 1 цент) и приурочено к маломощным прослойкам красного и черного шлиха.

Россыпи нижней морской террасы высотой 11 *м* над уровнем моря расположены в 1,5 *км* от берега. По своему характеру они близки пляже-

[1] Под «сухими» реками аридного климата понимаются реки пустынных областей, существующие лишь в дождливые периоды и не каждый год. Это по существу грязевые потоки, постепенно перемещающиеся вниз по течению и переносящие крупный и тяжелый материал во взвешенном состоянии.

вым, но часто золотоносный пласт располагается на ложном плотике. Мощность галечников 0,15 *м*. Содержание золота от 50 центов до 1 доллара на 1 $м^3$.

Россыпи верхней морской террасы высотой 24 *м* находятся в 7,5 *км* от береговой линии. Они сложены гравием с тем или иным количеством гальки. Гравий местами сцементирован глинистым материалом и перекрыт голубой глиной. Ширина золотоносного пласта 8—30 *м* при общей ширине террасы 30—180 *м*. Мощность песков 1,5—3 *м*, а перекрывающих торфов 6—36 *м*. Распределение золота в россыпи гнездовое. Гнезда вытянуты параллельно бывшей береговой линии. Среднее содержание золота в россыпях 5,2—50 *г* на 1 *т*.

Золотые россыпи прибрежно-морского происхождения известны и в СССР (Чукотка, Камчатка, побережье Охотского моря и т. д.), но изучены очень слабо.

Кроме перечисленных выше полезных ископаемых, встречающихся в прибрежно-морских россыпях, известны касситеритовые россыпи в Индонезии, Малайских штатах и т. д. (Жилинский, 1965), россыпи платины на Аляске, магнетита в Японии и ряде других мест, янтаря в Прибалтике (Трофимов, 1965, 1967) и т. д.

Из приведенного выше весьма краткого обзора областей распространения россыпей прибрежно-морского генезиса отчетливо намечается существование двух разновидностей этих россыпей, отличающихся друг от друга условиями концентрации в них полезных компонентов, вещественным составом и рядом других причин. Выделяются прибрежно-морские россыпи: сложенные песчаным материалом, и сложенные валунно-галечным материалом.

Россыпи, сложенные песчаным материалом. К этой разновидности прибрежно-морских россыпей принадлежит основная масса известных россыпей этого генезиса, поскольку большинство их образовано за счет мелкозернистого материала, приносимого реками на морское побережье из глубин континентов. Реже эти россыпи возникают за счет абразии морских берегов, сложенных рыхлыми отложениями. Ю. А. Билибин указывает, что непосредственный размыв коренного источника, сложенного твердым невыветрелым материалом морскими волнами, за редким исключением, не создает благоприятных условий для перехода полезных компонентов размываемых пород в свободное состояние, так как образующийся при этом крупнообломочный материал испытывает лишь грубое дробление и тонкое истирание. Как правило, тонко истертый материал не концентрируется в россыпях, а сносится в более глубокие части водных бассейнов (Трофимов, 1963).

Россыпи, сложенные песчаным материалом, состоят из мелкозернистых песков, в которых преобладает фракция —0,10+0,25 *мм*. Эти пески обычно хорошо сортированы по крупности. Вещественный их состав указывает на то, что слагающий их материал подвергся длительной транспортировке и источник этого материала расположен на значительном расстоянии от побережья.

Для примера приведем гранулометрический состав некоторых титано-циркониевых россыпей Русской платформы (Гуревич и др., 1964) (табл. 1).

Из этой таблицы следует, что основная масса песков сложена фракциями —0,25+0,05 *мм*, причем пески полтавского яруса крупнее песков сарматского.

Соотношение гранулометрического состава легкой и тяжелой фракций показывает, что концентрация тяжелых полезных компонентов в россыпях происходит по законам, близким к закону равнопадаемости, что хорошо иллюстрируется табл. 2 для сарматских песков Украинского кристаллического массива (Пятнов, 1963).

Таблица 1

Гранулометрический состав (%) некоторых титано-циркониевых россыпей Русской платформы

Классы, *мм*	Россыпи полтавского возраста на северозосточном склоне Украинского щита	Россыпи сарматского возраста Днепровско-Донецкой впадины	Классы, *мм*	Россыпи полтавского возраста на северо-восточном склоне Украинского щита	Россыпи сарматского возраста Днепровско-Донецкой впадины
—5+3	0,67	—	—0,5+0,25	13,25	7,00
—3+2	0,71	0,13	—0,25+0,10	40,86 } 63,19	31,30 } 80,92
—2+1	0,97	0,16	—0,10+0,05	22,33	49,62
—1+0,5	2,80	0,70	—0,05+0,01	4,40	2,63

Таблица 2

Средний размер зерен и удельный вес некоторых минералов песков Украинского массива

Минерал	Средний размер зерна, *мм*	Удельный вес	Произведение удельного веса на размер зерна (*S*)	Минерал	Средний размер зерна, *мм*	Удельный вес	Произведение удельного веса на размер зерна (*S*)
Кварц	0,199	2,67	0,507	Ильменит	0,125	4,10	0,512
Турмалин	0,160	3,11	0,498	Рутил	0,114	4,34	0,495
Силлиманит	0,145	3,19	0,463	Хромшпинелиды	0,113	4,66	0,526
Кианит	0,134	3,67	0,485	Циркон	0,093	4,70	0,435
Ставролит	0,143	3,75	0,533	Алмаз*	0,140	3,52	0,493
Лейкоксен	0,128	3,84	0,492				

* Добавлено автором.

Колебания *S* — следствие различной формы частиц отдельных минералов, влияющей на их осаждение по закону равнопадаемости.

Россыпи, сложенные песчаным материалом, как правило, обладают хорошо выраженной слоистостью прибрежно-морского типа. Она подчеркивается мелкими пропластками тяжелого шлиха, обычно более темными, чем вмещающие их пески (фигуры 1, 2). Тяжелые компоненты более или менее равномерно распределены в прослойках, встречающихся по всей мощности песков. Приуроченность их к плотиковым частям россыпи не наблюдается. Пропластки шлихов, за редкими исключениями, наклонены в сторону моря.

Мощность россыпей, сложенных песчаным материалом, разнообразная, но обычно сравнительно небольшая — около 0,5—5 *м*, редко больше, но протяженность их вдоль морских берегов измеряется многими сотнями метров. Содержание полезных компонентов в россыпях весьма изменчивое, иногда до нескольких десятков процентов. Крупность зерен полезных компонентов, как указывалось выше, почти такая же, как песков, слагающих россыпь, и колеблется в зависимости от формы и удельного веса отдельных минералов.

Полезные компоненты в россыпях прибрежно-морского происхождения, сложенных песчаным материалом,— ильменит, циркон, рутил, лейкоксен, монацит и др. В россыпях этой разновидности встречаются и алмазы величиной 0,10—0,20 *мм*. Преобладают окрашенные (желтые, бурые, зеленые и т. д.) алмазы кубического кабитуса.

Таким образом, для россыпей прибрежно-морского происхождения, сложенных песчаным материалом, характерно следующее: значительная протяженность при относительно незначительной ширине; слоистое строение, подчеркиваемое тонкими пропластками тяжелого шлиха, наклоненными в сторону моря, эти пропластки распределены более или

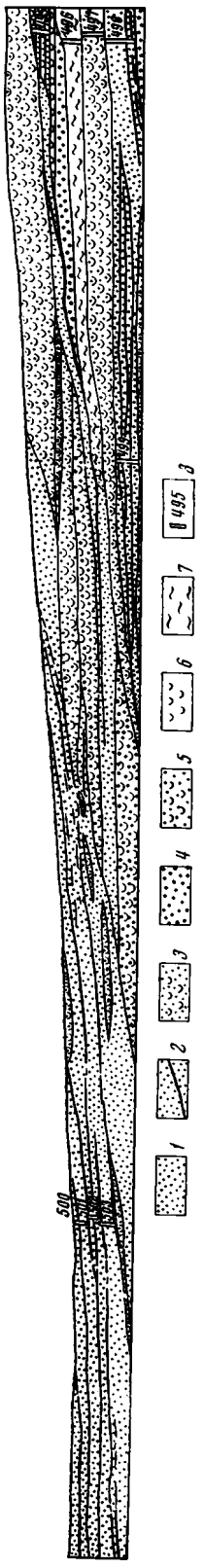
менее равномерно во всей массе песков; полезные компоненты — ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, монацит, касситерит, магнетит и др.; величина зерен полезных компонентов и пустых песков близки между собой; источники полезных компонентов обычно расположены на значительном расстоянии от побережья; запасы некоторых россыпей пополняются после каждого шторма.

Россыпи, сложенные валунно-галечным материалом. Эта разновидность прибрежно-морских россыпей распространена значительно слабее предыдущей. Классическая область их распространения — западное побережье Африки в пределах Юго-Западной Африки (Намибия) и Малого Намакваленда.

Изучение россыпей этой разновидности показало, что материал, слагающий их, принесен реками из коренных источников континента, расположенных иногда на расстоянии нескольких сотен километров от данной россыпи. Подобный перенос в Южной Африке осуществлялся «сухими» реками при господствовавшем в плиоцене и плейстоцене аридном климате.

«Сухие» реки нередко текли один раз в несколько лет, а в остальное время были лишены водного потока. В дождливые сезоны после ливней, нередко катастрофического характера, со склонов, обычно лишенных растительности, в русла рек поступали огромные количества выветрелого угловатого и несортированного материала. В эти периоды реки представляли собой типичные грязевые потоки, в которых крупный и тяжелый материал переносился во взвешенном состоянии и не приобретал признаков окатанности. Ливни прекращались так же быстро, как и возникали, в результате чего грязевые потоки переносили материал ежегодно на сравнительно небольшие расстояния. Каждый новый ливень обусловливал постепенное перемещение наносов вниз по реке до тех пор, пока они не достигали морского побережья, где в устьях рек образовывали отмели и бары, сложенные крупным неокатанным материалом. В качестве примера можно привести р. Оранжевую, в устье которой после дождливых сезонов образуется бар, преграждающий в течение 8—9 месяцев в году доступ материала из реки в океан. Подобные бары и отмели на реках возникали каждый раз, когда количество приносимого реками на побережье материала не балансировалось с его количеством, которое может быть перемыто морскими волнами и течениями.

Материал, слагающий подобные бары и отмели и состоящий из глины, ила, песка и угловатых несортированных обломков пород различной величины, подвергается непрерывному



Фиг. 1. Разрез современной титано-циркониевой россыпи прибрежно-морского происхождения, сложенной песчаным материалом.
Коса Обиточная (канава № 10) Азовское море (по В. С. Трофимову): *1* — мелкозернистые пески; *2* — мелкозернистые пески с пропластками шлиха; *3* — мелкозернистые пески с раковинами; *4* — среднезернистые пески; *5* — среднезернистые пески с раковинами; *6* — ракушняк; *7* — илисто-глинистые отложения; *8* — места взятия проб

размыву волнами прибоя, отливов и приливов и морских течений, передвигается ими в определенном направлении и выбрасывается на берег, где попадает в сферу деятельности коротких волновых потоков. В результате этого на побережье в определенных местах возникают скопления валунов и гальки. Под влиянием периодических приливов и отливов

Фиг. 2. Строение древней (полтавской) титано-циркониевой россыпи прибрежно-морского происхождения, сложенной песчаным материалом. Карьер № 1, Приднепровье. Украина (по В. С. Трофимову)

и волн прибоя возникают волны, направленные почти перпендикулярно береговой линии, которые обусловливают непрерывное движение вверх и вниз по склону берега крупнообломочного материала. Под влиянием этого движения происходит истирание материала, попадающего между движущимися валунами и крупной галькой. Отливные волны уносят истертый легкий материал в море. В пределах шельфа некоторые валуны и крупная галька испытывают не поступательное движение вверх, а вращательное, под влиянием которого на поверхности шельфа в коренных породах возникали котлообразные углубления различной величины, которые служили своего рода ловушками, где застревали полезные компоненты размываемых пород, в том числе алмазы. Концентрация алмазов в подобных ловушках иногда достигала нескольких сотен каратов на 1 $м^3$ (Трофимов, 1963).

Движущиеся алмазы и другие тяжелые компоненты обычно задерживались позади валунов и крупной гальки, которые играли роль естественных трафаретов, способствовавших концентрации алмазов в приплотиковой части россыпей.

О строении алмазных россыпей, сложенных валунно-галечным материалом, можно судить по разрезу подобной россыпи Устричной линии в Юго-Западной Африке (Трофимов, 1960), расположенной южнее устья р. Оранжевой.

	Интервал, *м*
Пески и поверхностный угловатый щебень	0,00—0,30
Переслаивание темно-коричневого и желтого песка с кристаллами гипса	0,30—2,70
Гравий	2,70—2,85
Желтовато-коричневый песок	2,85—3,60
Галечник с крупной галькой и валунами в песчаном цементе с гипсом (алмазоносный)	3,60—4,05
Плотик	

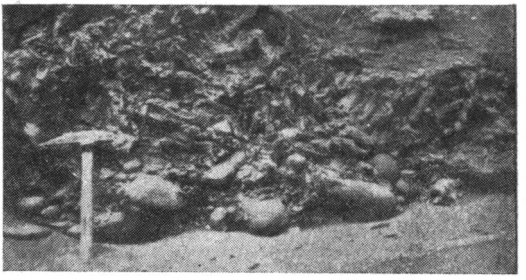
Нижние галечники содержат окатанные валуны кварцита, роговиков и других устойчивых пород размером до 0,75 *м*. В составе таких глыб

встречаются иногда уплощенные гальки различных яшм, кварцитов, порфиров, пегматитов, долеритов и песчаников, местами сцементированных известью, гипсом и реже окислами железа.

О строении прибрежно-морских россыпей, сложенных валунно-галечным материалом, можно судить по фигурам 3 и 4. Для подобных россыпей алмазов характерна их большая протяженность вдоль морского побережья и параллельное расположение вдоль береговой линии. Общая протяженность прибрежно-морских россыпей алмазов в ряде случаев достигает нескольких сотен километров. Так, эти россыпи в Юго-Западной Африке прослежены более чем на 800 *км* при ширине от нескольких до 120 *м* и и мощности 0,2—5 *м*. Прибрежно-морские россыпи часто перекрыты эоловыми песками мощностью до 25 *м* и более. Среднее содержание алмазов в россыпях 0,5—2 карата на 1 $м^3$.

Фиг. 3. Разрез алмазной террасовой россыпи прибрежно-морского происхождения, сложенной валунно-галечным материалом. Порт Ноллот, Малый Намаквеленд (по Л. Дютойту, 1955)

Помимо Атлантического побережья Южной Африки, древние алмазные россыпи, сложенные валунно-галечным материалом, известны и на Сибирской платформе (плинсбахские, келловейские и нижневолжские) и Урале (девон). Эти россыпи имеют очень много общих черт с описанными выше россыпями Южной Африки (Леонов и др., 1966).



Фиг. 4. Разрез алмазной террасовой россыпи прибрежно-морского происхождения, сложенной валунно-галечным материалом. Устричная линия. Залив Александра в устье р. Оранжевой, Южная Африка

Подобный характер имеют и некоторые золотые россыпи прибрежно-морского происхождения. Так, В. А. Обручев (1934) приводит следующий разрез золотой россыпи прибрежно-морского происхождения у г. Номе на Аляске.

	Мощность, *м*
Растительный слой и торф	0,05—0,5
Голубая вязкая глина	0,3
Перемежаемость слоистых песков и гальки с прослоями шлиха	2—3
Голубоватая или желтоватая глина	0,2—0,3
Перемежаемость слоистых песков и гальки	2—5
Плотик, слюдяной сланец или известняк.	

Содержание золота в этих россыпях 5.2—52 *г/т*.

Таким образом, для россыпей прибрежно-морского происхождения, сложенных валунно-галечным материалом, характерно следующее: концентрации полезных компонентов приурочены к валунно-галечным отложениям; концентрация этих полезных компонентов происходит под влиянием естественных трафаретов, создаваемых крупной галькой и валунами. Обогащение обычно приурочено к плотиковым частям россыпей; доставка галечного материала на побережье осуществляется или короткими реками горного типа, или «сухими» реками аридных областей; россыпи слагают прерывистые полосы, вытянутые параллельно берего-

вой линии, и имеют небольшую ширину и мощность, часто перекрыты эоловыми песками различной мощности; полезные компоненты, концентрирующиеся в россыпях, сложенных валунно-галечным материалом — алмазы, реже золото и др.; уменьшается средний размер алмазов и возрастает их окатанность по мере удаления от устья алмазоносных рек.

Отличительные особенности россыпей полезных ископаемых прибрежно-морского происхождения — их значительная протяженность вдоль побережий, незначительная ширина и мощность и т. д.

Среди них различают россыпи, сложенные песчаным материалом и россыпи среди валунно-галечных отложений, которые отличаются друг от друга вещественным составом, условиями образования, характером распределения полезных компонентов и др.

Выделение среди россыпей прибрежно-морского происхождения двух разновидностей, помимо научного интереса, имеет и большое практическое значение при выборе методики поисков и разведки этих россыпей. Так, при обнаружении россыпей, сложенных песчаным материалом, при выборе методики их разведки и опробования надо учитывать, что полезные компоненты встречаются в них прослойками во всей толще отложений. И, наоборот, при выборе методики разведки и опробования валунно-галечных россыпей надо иметь в виду, что основная масса полезных компонентов концентрируется в приплотиковых частях россыпи. При поисках коренных источников, из которых образовались россыпи, необходимо помнить, что валунно-галечные россыпи возникают за счет материала, принесенного короткими реками горного типа или «сухими» реками аридного климата, и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В. Древние редкометально-титановые россыпи, методы поисков и оценки. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Дютойт Л. Геология Южной Африки. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Жилинский Г. Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.

Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л. Алмазы Приленской области. М., «Наука», 1966.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Обручев В. А. Рудные месторождения. М., Госгеонефтиздат, 1934.

Пятнов В. И. Образование прибрежно-морских россыпей.— Разведка и охрана недр, 1956, № 5.

Пятнов В. И. Явления равнопадаемости в сарматских песках.— Научн. тр. Гиредмета, М., 1963, т. X.

Трофимов В. С. Прибрежно-морские россыпи и условия их возникновения.— В сб.: Вопросы накопления тяжелых минералов. Рига, 1960.

Трофимов В. С. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Трофимов В. С. Янтарные россыпи и их происхождение.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.

Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных местрождений. М., «Недра», 1967.

ЦНИГРИ
Москва

Дата поступления
15.IV.1968

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 550.43.94

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕФИЦИРОВАННОЙ ДРЕВЕСИНЫ

Я. Э. ЮДОВИЧ, А. А. КОРЫЧЕВА, Ю. И. ГОЛЬДБЕРГ

Крупные стволы углефицированной древесины, сходные по качеству угля, заметно различаются по изменчивости содержаний химических элементов.

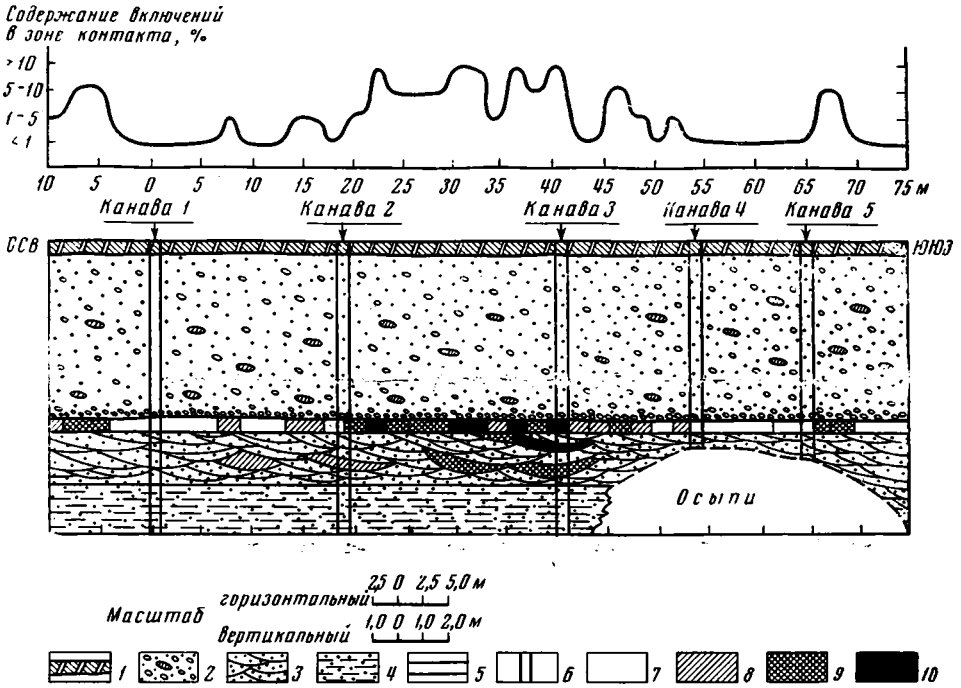
Этой работой заканчивается публикация результатов тематических исследований угольных включений, выполненных в 1961—1963 гг. в центральной части Ленского бассейна (Юдович, 1963, 1968). Как выяснилось впоследствии, объем полученного геохимического материала оказался весьма велик, а обработка его гораздо более сложной и трудоемкой, чем это представлялось вначале. На протяжении 5 лет (1963—1968 гг.) мы неоднократно возвращались к аналитическим данным, стараясь полнее извлечь и обработать заключенную в них информацию.

В предлагаемой статье особенности распределения элементов-примесей увязаны с химико-технологическими свойствами изученных угольных включений и поставлен вопрос о возможной экономической ценности последних.

Условия залегания и петрографическая характеристика угольных включений. Здесь мы приводим данные по одному из детально изученных участков, вскрытых многочисленными канавами и траншеями.

Углефицированная древесина залегает в узкой, мощностью 0,5—0,6 *м*, полосе контакта между плотными косослоистыми дельтовыми песками нижнемелового возраста и более молодыми — рыхлыми, грубозернистыми, гравийно-галечными отложениями (верхний мел или неоген), залегающими на породах нижнего мела с угловым несогласием. Зона контакта прослежена в обнажении на 70 *м* и далее на задернованном склоне горными выработками еще на 200 *м*. В этой зоне сосредоточены главным образом крупные стволы, видимой длиной до 2,5 *м*, сечением до 0,15×0,50 *м*. Таким образом, стволы очень сильно сплющены, и ширина их всего в 2—3 раза меньше длины. Здесь же довольно беспорядочно, подчиняясь плану косой слоистости, залегают и более мелкие включения, но их больше в косых сериях раннемеловых песков ниже поверхности несогласия. Как видно из фиг. 1, концентрация включений в продуктивном слое весьма непостоянна. Приуроченность крупных стволов именно к поверхности несогласия объясняется, скорее всего, тем, что они содержались в дельтовых отложениях нижнего мела в различных местах разреза, но при позднейшем перемыве этих отложений не были унесены далеко и переотложены здесь же. Возможно также, что поверхность молодого размыва прошла по одному из горизонтов ископаемой почвы, сильно обогащенному углефицированной древесиной, и полностью уничтожила весь горизонт.

Породы нижнего мела — непрочные песчаники, больше похожие на плотные пески. По составу это типичные аркозы, в которых содержится



Фиг. 1. Часть зоны контакта между нижнемеловыми и более молодыми отложениями

1 — почвенный слой; *2* — рыхлые песчано-гравийные отложения неогена или верхнего мела с обломками слаболигнитизированной древесины; *3* — плотные косослоистые песчаные отложения нижнего мела; *4* — то же, алевритистые горизонтально-слоистые; *5* — траншеи; *6* — канавы. Содержание включений в стенках траншей, % по объему: *7* — <1; *8* — 1—5; *9* — 5—10; *10* — >10

34—50% кварца, 43—68 % полевых шпатов, 1—10% обломков пород и 15—20% гидратированного биотита и биотита, составляющих слабый цемент. Тяжелая фракция в этих породах иногда достигает 4—5% и состоит из эпидота (25—63%), граната (5—16%), апатита (до 24%), сфена (1—11%), роговой обманки (2—9%), в подчиненном количестве содержатся циркон, анатаз, брукит, рутил и рудные минералы.

Углефицированная древесина, залегающая в зоне контакта и в косых сериях ниже поверхности несогласия, очень разнообразна по размерам, физическим и химическим свойствам. Среди обломков имеются мелкие (до 3 *см*), средние (3—10 *см*) и крупные стволы длиной 2—3 *м*, сплющенные в пластины шириной до 1 *м*. Блеск угля изменяется от полного отсутствия в землистых разностях, глинистых в изломе, через матовый, до жирного, сильного в блестящих углях с полураковистым изломом. Степень блеска обычно коррелирует с зольностью, но не всегда, поскольку высокозольные разновидности встречаются и среди матовых, и среди блестящих углей. Таким образом, все изученные включения можно классифицировать по трем признакам (табл. 1).

Угли под микроскопом — типичные структурные витрены, причем можно легко различить большинство анатомических элементов древесины: трахеиды, сердцевинные лучи, годичные кольца, иногда — сердцевинную ткань, смоляные ходы, смоляные тела. По ряду признаков можно предполагать, что матовые и землистые высокозольные древесины принадлежали лиственным породам, а остальные, вероятно, хвойным. Первые заметно окислены, в них встречаются фрагменты фюзенированного вещества. О количественном содержании микрокомпонентов дает представление табл. 2. В ней приведены подсчеты в аншлифах-брикетах по отдельным фракциям.

Таблица 1

Группировка изученных угольных включений

Блеск	Зольность, %	Размер		
		Крупные, более 10 *см* в поперечнике	Средние, 3—10 *см* в поперечнике	Мелкие, до 3 *см* в поперечнике
Матовые землистые	Малозольные $A^c=7,2$	1 валовая проба (№4); 24 штуфные пробы	—	—
	Высокозольные $A^c=25,0$	1 валовая проба (№2); 50 штуфных проб	—	—
Полуматовые, полублестящие	Малозольные $A^c=6,9—9,6$	—	36 штуфных проб	59 штуфных проб
	Высокозольные $A^c=24,0$	—	—	13 штуфных проб
Блестящие, полублестящие	Малозольные $A^c=10,1$	2 валовые пробы (№1,3); 35 штуфных проб и 74 пробы как случайные выборки из валовых проб	—	—

Таблица 2

Содержание микрокомпонентов во фракциях валовых проб из крупных стволов (подсчеты в аншлифах-брикетах)

Пробы	Уд. вес фракций, *г/см³*	Зольность фракций, A^a, %	Минеральные примеси, % по объему	Чистый уголь, % по объему	Состав чистого угля, принятого за 100% *			
					коллинит	телинит	семивитринит	лейптинит
Проба 2—землистый высокозольный уголь, $A^c=45,3\%$	1,35—1,40	3,55	8	92	2	98	—	—
	1,40—1,45	9,4	5	95	14	79	5	2
	1,45—1,50	18,0	11	89	44	33	12	7
	1,50—1,55	25,0	38	62	37	14	28	2
	1,55—1,60	28,8	37	63	35	4	37	1
	>1,60	56,2	45	55	30	2	37	—
Проба 4—матовый среднезольный уголь, $A^c=18,3\%$	1,35—1,40	7,45	3	97	13	85	—	2
	1,40—1,45	15,68	16	84	42	23	22	7
	1,45—1,50	19,40	9	91	46	18	27	6
	1,50—1,55	22,10	15	85	48	20	18	9
	1,55—1,60	31,6	20	80	45	24	19	6
	>1,60	50,5	41	59	56	14	15	2
Проба 3 — блестящий малозольный уголь, $A^c=5,5\%$	1,30—1,35	3,24	2	98	—	100	—	—
	1,35—1,40	3,20	9	91	—	100	—	—
	1,40—1,45	5,7	3	97	—	100	—	—
	1,45—1,50	8,5	8	92	5	95	—	—
	>1,50	24,2	20	80	6	91	2	—

* Недостающее до суммы 100% в некоторых фракциях приходится на группу фюзинита.

Как видно из табл 2, крупные стволы, сложенные блестящим углем (представитель — проба 3), почти нацело состоят из витринита, а последний в основном представлен структурной разновидностью — телинитом. Телинит в основном сложен тканями β-структуры (β-ксиленит), на которые приходится свыше 70%. Структурные ткани типа α («ксилены») и Δ («бесструктурные витрены») составляют не более 30%, из них 20—25% приходится на самые гелифицированные ткани Δ-структуры.

В блестящих и полублестящих углях велик выход самой легкой фракции 1,30—1,35 (16—45%), тогда как в относительно высокозольных матовых углях этой фракции вообще нет. В блестящих и полублестящих углях очень мало видимых минеральных примесей, и они представлены в основном зернышками аутигенного кварца. Крупные стволы, сложенные матовыми и землистыми углями с высокой (проба 2) и средней (проба 4) зольностью, дают при разделении фракцию удельного веса более 1,60 с зольностью выше 50%. Самые легкие фракции (1,35—1,45) здесь имеют ничтожный выход (в сумме не более 5%), а преобладающая часть угля имеет удельный вес 1,50—1,55. В составе витринита этих углей заметную роль играет бесструктурное коллоидальное вещество типа ксило-десмита (коллинит), что свидетельствует о далеко зашедших процессах разложения древесины, протекавших, вероятно, до захоронения. Среди минеральных примесей здесь, кроме преобладающего аутигенного кварца, есть и глинистое вещество. Для мелких и средних включений фракционирование не производилось. Были выполнены лишь определения плотности в 44 пробах, давших среднее значение 1,26 при среднем квадратичном отклонении 0,145.

Таблица 3

Химический состав органической массы и золы валовых проб

Компоненты и показатели, %	Проба 2*	Проба 4	Проба 3
Органическая масса			
W^a	9,60	14,33	15,00
V^r	50,38	51,74	45,76
C^r	66,56	68,17	68,08
H^r	3,82	4,84	4,31
$(O+N)^r$	28,77	26,25	26,61
S^r	0,85	0,74	0,69
Зола			
SiO_2	80,88	47,2	11,60
TiO_2	0,70	1,05	3,49
Al_2O_3	5,32	13,46	11,24
Fe_2O_3	3,87	11,44	16,38
MnO	0,05	0,11	0,14
MgO	0,84	2,45	2,41
CaO	4,23	13,11	23,92
Na_2O	0,34	0,45	0,60
K_2O	0,33	0,59	0,56
SO_2	2,88	7,01	24,79
P_2O_5	Сл.	Сл.	Сл.
П.п.п.+сумма редких элементов	0,33	2,07	3,51

* См. предыдущую таблицу.

Химический состав органической и минеральной части крупных стволов. Из данных табл. 3 видны определенные различия разновидностей стволов по составу горючей массы. Содержание углерода меняется в пределах 2%, водорода — 1%; в блестящих углях, по-видимому, больше влаги и углерода и несколько меньше серы, чем в матовых. В целом первые выглядят несколько более углефицированными. Большими вариациями характеризуется выход летучих; однако этот показатель сильно зависит от зольностей проб, которые для матовых и блестящих углей резко различны. В табл. 3 не приведена величина суммы в силикатном анализе. Дело в том, что в золе включений весьма заметная доля принадлежит редким элементам, часто их суммарное содержание доходит до 5—10% (Юдович, 1968).

Химические составы зол по группам включений различаются более резко, чем составы органической массы. Главнейшие отличия — по со-

держанию кремнезема и щелочей. Матовые и землистые стволы сильно обогащены кремнеземом, количества которого отражают изменения зольности. Блестящие угли, минеральные примеси в которых имеют в основном сорбционную природу и в незначительной степени унаследованы от первичной растительности, обогащены главными компонентами сорбционной золы: Ca, Mg, Fe и, как мы увидим ниже, всеми элементами-примесями.

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в золах валовых проб из крупных углефицированных стволов, *г/т*

Вид анализа	Элементы-примеси	Блестящие и полублестящие угли		Матовые и землистые угли	
		Пробы			
		1	3	2	4
Химический	Ti	24600	21000	6000	13800
	V	12600	11872	1960	7280
	Cr	12680	9576	2536	7387
	Ni	3500	н. о.	340	430
	Co	2400	»	260	310
	Zr	7696	»	1480	2960
	Mn	3000	1200	1200	2100
	Ge	7100	3870	180	560
	Ga	1250	н. о.	32	77
Спектральный количественный (пересчет на золу)	Y	745	873	176	340
	Yb	113	116	26	65
	Pb	80	230	136	145
	Ag	16	24	3	5
Спектральный полуколичественный	Sc	10—30	10—30	10—30	30—100
	Sn	10—30	10—30	—	1—10
	W	30—100	н. о.	—	—
	Mo	30—100	30—100	10—30	10—30
	Cu	100—300	100—300	30—100	100—300
	Cd	10—30	н. о.	—	—
	Zn	1000—3000	»	100—300	100—300
	Sr	30—100	»	10—30	—
	Ba	30—100	»	10—30	10—30
	Hf	100—300	»	30—100	100—300
	Be	30—100	30—100	30—100	30—100

В табл. 4 сведены данные о содержаниях в золах валовых проб элементов-примесей на основании обобщения всех анализов: химических (Иркутский Гиредмет, Якутское ТГУ), количественных спектральных в двойной дуге без озоления (пересчет на золу) (Якутское ТГУ, А. В. Милюс), полуколичественных спектральных (Иркутский Гиредмет). Из табл. 4 видно, что основной интерес, как концентраты малых и редких элементов, представляют золы блестящих и полублестящих стволов. В них зафиксированы исключительно высокие содержания Ge, Ga, Ni, Co, Ti, V, Cr, Zn, Hf, Zr.

Хотя данные об экстремально высоких концентрациях элементов-примесей во включениях неоднократно публиковались, ценность приводимых здесь в том, что они относятся не к отдельным мелким фрагментам угля, а к крупным стволам весом в несколько десятков килограммов, опробованным наиболее надежным — валовым способом.

Угольное вещество включений почти не поддается обогащению по элементам-примесям ни одним из распространенных способов (кроме, конечно, озоления). В Иркутском Гиредмете проводили опыты по ситовому анализу проб 1, 2, 4, раздробленных до начальной крупности частиц около 1 *мм*.

Для проб матовых и землистых углей (2, 4) содержание Ge и Ga по всем размерным фракциям почти одинаково, а для пробы 1 найдено некоторое обогащение Ga самых мелких (0,15—0,25 *мм*) и самых крупных (1,0—2,0 *мм*) фракций. Для Ga наблюдалось довольно заметное обогащение фракции <0,50 *мм*. Следующий эксперимент проводили на пробах, дополнительно измельченных так, чтобы фракции — 200 *меш* было бы около 50% начального веса пробы. И здесь не было найдено

Таблица 5

Содержание Ge и Ga в наиболее богатых фракциях

Пробы	Элементы	Удельный вес фракций, *г/см³*	Выход фракций, %	Исходное содержание элементов в золе нефракционированной пробы, *г/т*	Содержание элементов в золе фракций, *г/т*	Степень обогащения
1	Ge	1,35—1,40	58,0	6700	10 500	1,6
	Ga	1,30—1,35	16,5	760	1 400	1,8
3	Ge	1,35—1,40	6,5	7100	11 500	1,6
	Ga	1,30—1,35	45,1	470	740	1,6
2	Ge	1,35—1,40	1,1	162	19 800	122,0
	Ga	1,35—1,40	1,1	32	740	23,0
4	Ge	1,35—1,40	1,2	555	3 280	5,9
	Ga	1,35—1,40	1,2	108	355	3,3

заметного обогащения каких-либо размерных фракций Ge и Ga. Разница между минимальным и максимальным содержаниями по фракциям не более 20%, чаще в пределах 10%. Следовательно, нет ясной зависимости между прочностью угольного вещества и содержанием в нем Ge и Ga. Не удается также существенно обогатить включения фракционированием углей по удельным весам. В лучшем случае можно достичь обогащения в 1,6—1,8 раза для наиболее чистых фракций с заметным выходом; более сильные обогащения (в 10 раз и более) наблюдаются только во фракциях с ничтожным выходом (табл. 5). Из табл. 5 видно, что лишь для фракции 1,35—1,40 (блестящие стволы, проба 1), имеющей выход 58%, можно добиться обогащения в 1,6 раза. Интересно также, что максимальные концентрации Ga в блестящих углях приурочены к более легким фракциям, чем у Ge (1,30—1,35 и 1,35—1,40 соответственно). Единственное небольшое отличие в составе этих фракций — несколько повышенное количество более гелифицированных тканей (β-ксилениты и Δ-витриниты) в более легкой из них.

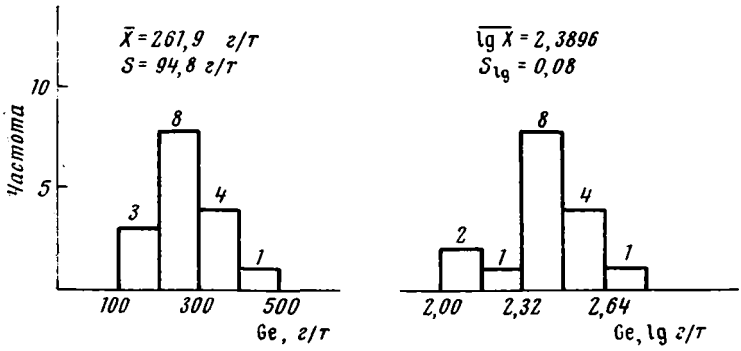
Зависимость между петрографическим составом фракций всех проб и содержанием в них Ge весьма простая: чем больше во фракции витринита, тем больше и Ge. Несколько случаев отклонений от этого правила легко объясняются тем, что подсчет микрокомпонентов производится по объему, а не по весу; в этих случаях всегда есть расхождение (см. табл. 2, 3) между содержанием минеральных примесей в соседних фракциях и их зольностью (более богатая минеральными примесями фракция оказывается менее зольной). Если бы минеральные примеси были во всех фракциях одинаковы по удельному весу, таких отклонений не возникало бы.

Особенности распределения Ge в крупных стволах. Из валовых проб были приготовлены в поле случайные выборки, имитирующие штуфное опробование крупных стволов[1]. 16 случайных проб из валовой пробы

[1] Для этого из валовой пробы ствола, разбитого на куски весом 100—300 *г*, методом случайной выборки отбиралась серия проб (10—50). Этот способ имитирует штуфное опробование крупных стволов и позволяет выяснить, насколько велики могут быть отклонения содержаний элементов от истинного среднего, если о составе крупного ствола судят по единичным штуфным пробам.

3 были проанализированы на Ge химическим методом. Распределение содержаний показано на фиг. 2.

Изучение данных показывает, что содержание Ge в золе и угле варьирует, причем крайние значения отличаются друг от друга в 4 раза. Надо учесть, что это — наиболее однородный ствол из всех опробованных. Распределение Ge в угле обладает правосторонней асимметрией, тогда как распределение логарифмов более симметрично и напоминает



Фиг. 2. Частотное распределение концентраций Ge в случайной выборке из крупного ствола, сложенного блестящим малозольным углем

Слева — значение концентраций, г/т угля; справа — логарифмы концентраций

нормальное, с небольшой левосторонней асимметрией. Можно предположить, вслед за Д. А. Родионовым (1964), что такой характер распределения соответствует распределению логарифмов разности некоторых первичных содержаний (X_0) и некоторых других (X_1), т. е. распределению величины типа $\lg(X_0 - X_1)$.

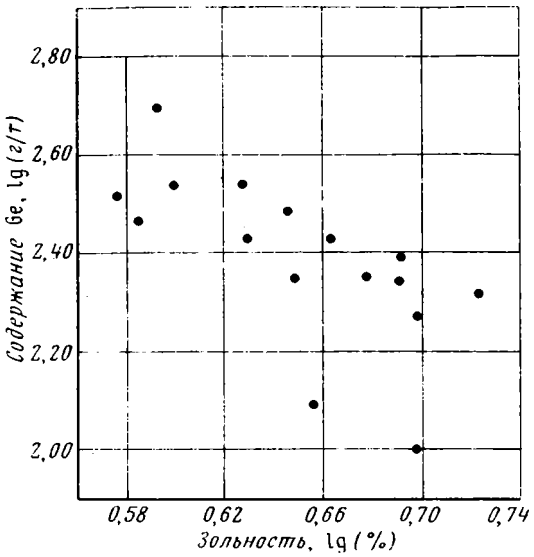
Вполне возможно, что угольные включения, залегающие теперь у поверхности, потеряли часть первичного Ge и других легко выщелачиваемых элементов и что первичные содержания ряда элементов были более высокими. Такая потеря могла произойти при промывании толщи с включениями слабо щелочными водами, выносящими гуминовые кислоты и гуматы металлов.

Данные 16 анализов на Ge позволяют рассчитать коэффициент корреляции в координатах: зольность, lg(%) — содержание Ge в угле, lg(г/т). Расчет дает значение $r = 0{,}76$, с надежностью более 99,9%. Следовательно, зависимость между зольностью и содержанием Ge в угле очень четкая и притом обратная. Она же отражена на графике (фиг. 3). Найденная зависимость пока не имеет однозначного объяснения. Дело в том, что обратная связь Ge и зольности противоречит механизму обогащения древесины путем сорбции элементов из разбавленных природных растворов — концепции, которая сейчас уже не вызывает ни у кого сомнений. Поскольку ныне мы достоверно знаем, что практически вся зола во включениях сорбционная, рост зольности должен как будто сопровождаться и ростом содержаний Ge. Именно такие данные получены Д. Минчевым, Гр. Ескенази (1963) для гагатов и Н. Г. Железновой (1964) для лигнитов.

Замечательно, что обратная связь Ge и сорбционной зольности была обнаружена также узбекскими учеными, изучавшими стеблевые витрены из бурых углей среднеазиатских месторождений. По мнению И. Н. Семашевой и И. С. Софиева, этот факт имеет довольно сложное объяснение — в терминах теории поверхностной адсорбции. Быть может, данный факт легче всего объяснить просто «конкуренцией» между

золообразующими и редкими элементами. Известно, что сорбция элементов из растворов включениями протекает как химическое взаимодействие растворенных элементов с функциональными группами гуминовых кислот. Вероятно, при большом содержании в растворах Ca, Mg и других золообразующих элементов они блокируют функциональные группы, вследствие чего торфяное (буроугольное) вещество уже теряет способность связывать Ge. Возможно, именно так возникает обратная зависимость между золообразующими и редкими элементами, или, что то же самое, между величиной зольности и содержанием Ge.

Содержание и вариации элементов-примесей во всех разновидностях включений. Мы располагали многочисленными полуколичественными спектральными анализами, которые тщательно сверены со всеми имевшимися данными химических и количественных спектральных анализов, так что выведенные здесь средние содержания свободны от систематических ошибок. Вся обработка анализов проводилась нами в условных величинах — баллах. При этом, хотя в лаборатории Якутского ТГУ порядок делится на 3—4 части, мы намеренно использовали более грубое деление порядка на 2 части, что было необходимо для сравнения с данными контрольных анализов Иркутского Гиредмета и бывшего Геолого-геохимического треста. Специально поставленными экспериментами была изучена воспроизводимость анализа. Оказалось, что при анализе методом испарения из кратера электрода средняя квадратичная ошибка воспроизводимости составляет около 0,5 балла ($^1/_4$ порядка), а при анализе методом просыпки ошибка воспроизводимости не более 0,2 балла. Это значит, что уже при 25 анализах ошибка среднего составит $0{,}2/\sqrt{25}$ = всего 0,04 балла, т. е. практически не повлияет на средний результат. Более подробно методика обработки данных спектральных анализов изложена нами в специальной работе (Юдович и др., 1970).



Фиг. 3. Отрицательная корреляция между концентрациями Ge и величиной зольности в случайной выборке из крупного ствола

Как видно из табл. 6, распределение элементов по группам, т. е. в зависимости от размеров, блеска и зольности включений, весьма сложно. Это — результат зависимости содержаний элементов от нескольких факторов одновременно, причем изолировать только один фактор не везде возможно. Можно лишь в самом общем виде подметить следующие тенденции, которые имеют место только при прочих равных условиях: содержание элементов выше в блестящих углях, чем в матовых; элементы-примеси (не все, в частности, это не относится к Ge) обогащают более мелкие включения; содержание элементов выше в высокозольных включениях, чем в малозольных (в пересчете с золы на уголь). Внутри отдельных групп, как мы видели на примере Ge в крупных стволах, последняя тенденция может оказаться прямо противоположной.

Перечисленные тенденции находят объяснение в сорбционном механизме обогащения примесями. Сорбция должна протекать тем эффективнее, чем более емок сорбент — в данном случае, чем сильнее гелифи-

цированы ткани древесины (блестящие угли) и чем больше развита поверхность сорбента, т. е. чем больше отношение поверхности к массе (мелкие включения). Что касается зольности, то она не является действующим фактором, а сама — продукт сорбционной минерализации древесины. Обнаруженные тенденции в общем подтверждают наши прежние результаты по другому району (Юдович, 1968).

Таблица 6

Средние содержания (г/т, в числителе) и коэффициенты вариации (%, в знаменателе) элементов-примесей в золах угольных включений разных типов, по данным полуколичественного спектрального анализа

Размер включений	Крупные стволы			Средние отебли, стволики	Мелкие стебли, ветви, стволики	
Блеск	блестящие, полублестящие	матовые	землистые	полуматовые, полублестящие	полуматовые,	полублестящие
Зольность	малозольные, $A^c = 10,1$	малозольные, $A^c = 7,2$	высокозольные, $A^c = 25,0$	малозольные, $A^c = 6,9$	малозольные, $A^c = 9,6$	высокозольные, $A^c = 24,0$
	35*	24	50	36	59	13
Ti	20 000/54	7000/62	7000/52	30 000/35	45 000/37	20 000/60
U	10 000/67	2400/96	3000/63	3 500/78	4 300/52	2 000/86
Cr	18 000/82	7000/58	3000/48	3 850/51	8 000/40	2 200/69
Ni	1 000/64	300/60	300/48	1 100/50	1 400/41	1 500/73
Co	500/95	200/119	200/82	190/71	330/53	400/104
Zr	3 500/87	3000/118	4000/67	1 200/63	3 000/67	4 000/32
Ge	5 000/75	700/63	350/89	1 600/53	1 000/74	1 000/103
Ga	1 000/109	50/110	40/85	150/74	150/71	60/138
Y	400/109	300/147	300/118	190/57	230/96	90/86
Yb	60/77	20/110	25/86	34/89	40/65	40/96
Pb	100/87	90/82	90/77	150/79	450/65	500/106
Sn	20/76	60/85	25/60	10/79	20/58	10/120
Mo	80/96	10/93	40/77	50/109	140/77	210/94
Cu	190/110	30/110	100/309	150/94	150/80	80/149
Zn	1 200/85	200/90	250/74	400/80	680/59	630/114
Sr	50/68	30/123	50/58	200/53	200/62	150/81
Ba	45/69	110/65	30/58	150/54	200/48	200/69
Be	20/98	40/105	40/78	30/104	20/71	10/159
Mn	2 000/88	2000/100	2000/66	7 800/15	2 000/43	1 000/95
B	40/72	33/102	50/64	50/71	50/129	30/124

* Число проб.

Если теперь исключить из рассмотрения группу высокозольных мелких включений (возможно, представленных в основном тканями коры), то наблюдается тенденция уменьшения изменчивости содержаний элементов по мере уменьшения их размеров (табл. 7). Как видим, большие коэффициенты вариации по мере перехода от крупных к мелким включениям характерны для все меньшего числа элементов. Несомненно, по крайней мере частично, что эта тенденция вызвана методикой опробования, поскольку мелкие включения подвергались большему осреднению, чем крупные. Но и сам механизм процессов обогащения должен приводить к такому же результату: мелкое включение полнее насыщается примесями, приобретая концентрации элементов, близкие к предельным, тогда как диффузия растворенных элементов из окружающей среды к более мощному слою сорбента (крупные стволы) может вызывать значительную неоднородность содержаний в различных частях ствола в зависимости от локальных физико-химических неоднородностей его.

В заключение рассмотрим вариации содержаний элементов в двух случайных выборках из валовых проб (табл. 8). Во-первых, отмечаем, что крупные стволы, незначительно отличающиеся друг от друга по ка-

Таблица 7

Зависимость изменчивости содержаний элементов-примесей от размеров включений. В клетках — число элементов

Группы включений	Коэффициенты вариации, %			
	25—50	50—75	75—100	100 и более
Крупные, матовые, малозольные	—	5	6	9
Крупные, блестящие, малозольные	—	7	10	3
Крупные, матовые и землистые, высоко- и среднезольные	2	9	7	2
Средние, полуматовые и полублестящие, малозольные	3	9	6	2
Мелкие, полуматовые и полублестящие, малозольные	5	11	3	1

Таблица 8

Изменчивость содержаний элементов-примесей в случайных выборках. В клетках — число элементов

Валовые пробы	Случайные выборки	Коэффициенты вариации, %			
		25—50	50—75	75—100	100 и более
1	Полублестящий ствол, А = 7,7%, 24 пробы	—	11	5	4
3	Блестящий ствол, А = 6,6%, 51 проба	7	8	3	2

честву угля (пробы 1, 3), заметно различаются по изменчивости содержаний элементов, т. е. той степени однородности, с которой элементы насыщают объем ствола. Хорошо видно, что блестящие угли более однородны. Следовательно, далеко зашедший процесс гелификации приводит к относительному выравниванию содержаний элементов в объеме крупного ствола. Ранее мы показали (Юдович, 1968), что одновременно происходит сглаживание различий и между ассоциациями элементов. Во-вторых, выборка из пробы 1 показывает, что (сравните с табл. 7) концентрации элементов в пределах одного крупного ствола могут меняться столь же сильно, как и в совокупностях проб из разных стволов. Следовательно, вариации концентраций определяются скорее внешними факторами, определяющими процессы диффузии и сорбции (например, проницаемостью участка породы, прилегающего к углю в данном месте), чем индивидуальными особенностями вещественного состава стволов конкретной группы.

О возможной промышленной ценности угольных включений. Большинство исследователей, занимавшихся изучением углей как возможного сырья для извлечения редких элементов, не ставили вопроса об экономической ценности включений, рассматривая их лишь как любопытное явление природы, не имеющее прикладного значения. Все же, по-видимому, пессимизм в этом отношении разделяется не всеми. Так, Ф. М. Рейнолдс (Reynolds, 1948) часто упоминает о «промышленных», «кондиционных» содержаниях элементов, видимо, подразумевая возможное извлечение включений из породы. Т. М. Стадниченко с сотрудниками (Stadnichenko et al., 1953) пишут об углефицированных «поленьях» в меловых отложениях Атлантической приморской равнины (стр. 5): «Поленья представляют собой возможный коммерческий источник, но их спорадическое распространение на густо заселенной территории делает их извлечение трудным. Однако глины, содержащие поленья, местами добываются для производства кирпича; поэтому поленья можно выбирать из ям, где добывают глину, в качестве побочного продукта». Наконец, в Канаде была организована разведка и подсчет запасов германиеносных угольных включений, приуроченных к пласту

коричневого песчаника в основании верхнемеловой осадочной толщи. Разведка велась с помощью ударно-канатного бурения, вскрыши лежащих выше пород бульдозерами и дала обнадеживающие результаты (Buckland, 1959). Однако мы пока не располагаем данными о том, производится ли добыча включений где-либо за рубежом.

Разумеется, масса угля, составленная угольными включениями, неизмеримо меньше массы угля в пластах и не имеет никакого значения как топливо или сырье для химической переработки, поэтому о попутном извлечении редких элементов не может быть и речи. Однако вопрос о включениях получает несколько иное освещение, если рассматривать их как самостоятельную редкометальную руду. Включения как редкометальное сырье имеют следующие важные свойства: высокие первичные содержания элементов, особенно Ge, V, иногда и других, нередко намного превосходящие соответствующие кондиции для руд; комплексность сырья (Ge, V, Mo, TR, U), значительно повышающая его ценность; возможность получения при озолении исключительно богатых концентратов.

Однако требуются специальные исследования, чтобы решить главную проблему: рентабельно ли производить отработку большого объема породы, чтобы извлекать оттуда включения? При этом нужно учитывать две возможности: отработку включений в почве и кровле пластов попутно с добычей угля из пласта; самостоятельную добычу скоплений особо крупных обломков древесины, захороненных в дельтовых и русловых отложениях, а также на ископаемых почвах. Первому случаю отвечают, например, включения, описанные Ф. М. Рейнолдсом (Англия), П. Зубовиком и др. (США), второму — скопления включений в Канаде.

Ориентировочные предварительные расчеты[2] показывают, что для рентабельной добычи включений минимальное содержание их в продуктивном пласте должно быть не менее 10%, видимо, это их содержание может быть принято более низким при попутной добыче включений в почве и кровле пластов угля.

ЛИТЕРАТУРА

Железнова Н. Г. Лигниты центральных областей Европейской части СССР.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1964, № 3.

Родионов Д. А. Функции распределения элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.

Юдович Я. Э. О самостоятельном генетическом типе концентраций редких элементов.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.

Юдович Я. Э. Вопросы геохимии угольных включений.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.

Юдович Я. Э., Гольдберг Ю. И., Юшкова Г. Е., Иванова Т. И., Соколов М. Б. О полуколичественном спектральном анализе для геологических целей.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.

Buckland F. C. Germanium in British Columbia.— West. Miner. and Oil Rev., 1959, v. 32, No. 9, 30—34.

Mincev D., Eskenazi G. Germanium in den Gagatkohlen des Bezierks Pleven. Compt. rend. l'Acad. bulg. Sci., 1963, t. 16, No. 5.

Reynolds F. M. The occurence of vanadium, chromium, and other unusual elements in certain coals.— J. Soc. Chem. Ind., 1948, v. 67, 341—345.

Stadnichenko T. M., Murata K. J., Zubovic P., Hufschmidt N. B. Concentration of germanium in the ash of American coals, a progress report.— U. S. Geol. Surv. Circ., 1953, No. 272, p. 34.

Институт геологии Коми
филиала АН СССР
Сыктывкар

Дата поступления
11.XI.1968

[2] Устное сообщение В. Р. Клера, 1964 г.

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 551.461.8

О МОРФОЛОГИИ НЕКОТОРЫХ ДРЕВНИХ БАССЕЙНОВ КАВКАЗА

М. Г. ЛЕОНОВ

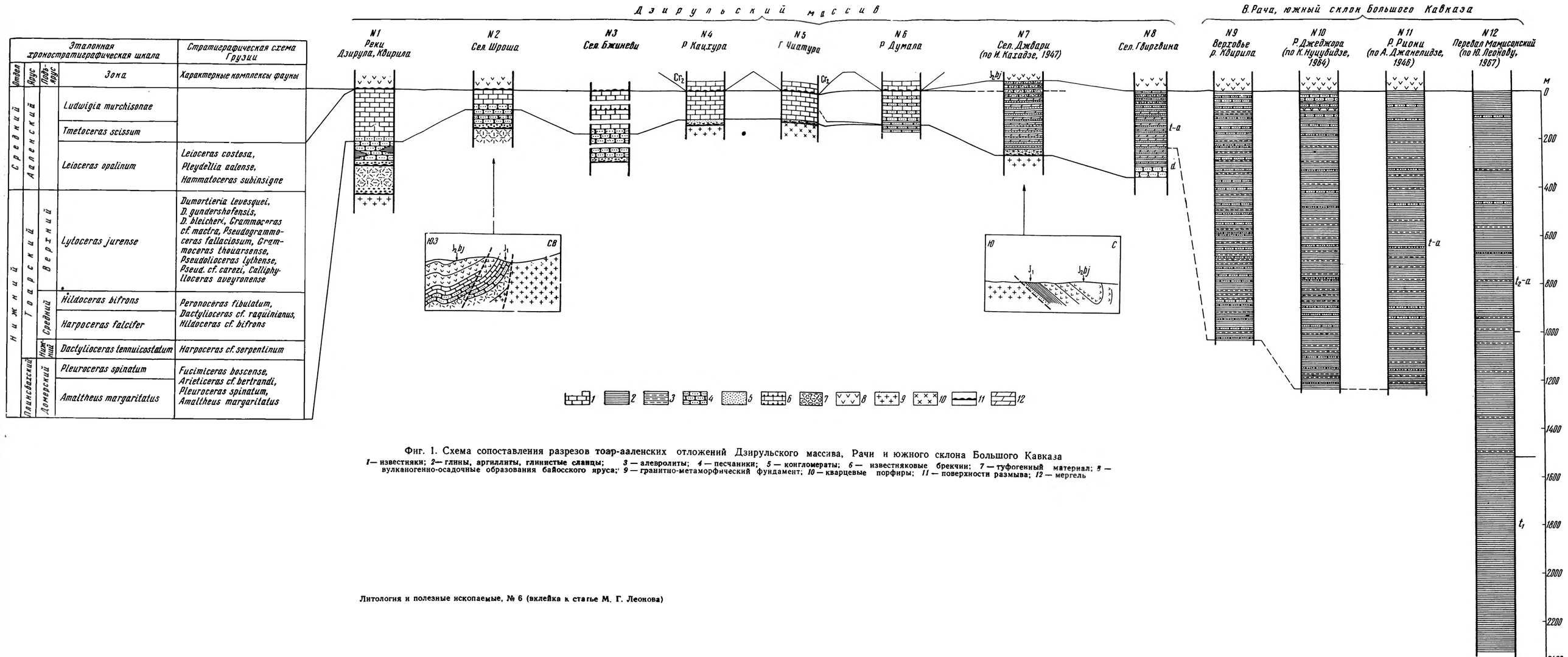
Устанавливается асимметричный профиль морского дна относительно зоны размыва. Мелководные карбонатные отложения отделены от более глубоководных флишоидных или флишевых образований склона и его подножия зоной отсутствия одновозрастных отложений.

На территории «тектонически устойчивых» областей типа «срединных массивов» или шельфовых зон платформ в ряде случаев развиты толщи карбонатных отложений совсем или почти без примеси обломочного материала. Прилегающие к этим зонам прогибы выполнены одновозрастными карбонатным терригенными образованиями или карбонатными с весьма значительной примесью обломочного материала. Анализ фаций и мощностей в таких случаях часто приводит к заключению, что снос шел со стороны области, где в это время отлагались карбонатные осадки. В связи с этим возникает вопрос, могла ли быть источником сноса область, которая сама в это время служила ареной накопления тонких карбонатных осадков почти без примеси обломочного материала. Вероятно, не могла. Следовательно, нужно искать или другой источник обломочных частиц, или механизм, объясняющий снос кластического материала из этой области.

Иногда, чтобы объяснить это несоответствие, между зонами накопления карбонатных и терригенных толщ на схемах и картах изображается морфологически выраженная кордильера, продукты разрушения которой и заполняют прилегающий прогиб. Но и в этом случае непонятно, почему продукты разрушения кордильеры поступают локально в одну сторону, тогда как по другую ее сторону отлагаются тонкие карбонатные осадки. Да и размеры кордильеры, как правило, не позволяют допустить образование толщ большой мощности только за счет ее разрушения. С проблемой такого рода автор столкнулся при изучении тоар-ааленских отложений Дзирульского массива и более северных районов Грузинской глыбы, кампан-маастрихтских образований Грузинской глыбы и флишевой зоны южного склона Большого Кавказа и т. д.

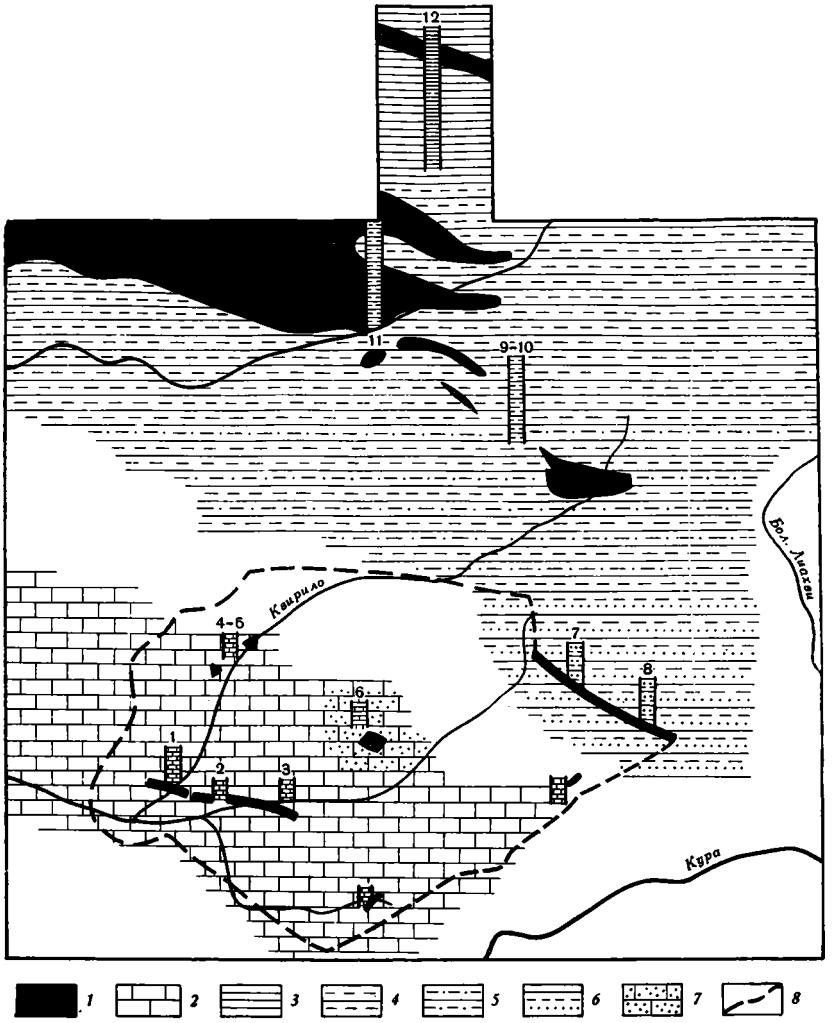
Тоар-ааленские отложения Дзирульского массива и его северного обрамления. Изучением нижнеюрских отложений Дзирульского массива и более северных районов Грузинской глыбы и южного склона Большого Кавказа занимались Н. Неймайр, В. Улиг, Г. Абих, Е. Фурнье, а в более позднее время А. И. Джанелидзе, Г. Габуния, П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе, К. Ш. Нуцубидзе, С. Чехелидзе, М. В. Топчишвили и др. В результате работы перечисленных геологов образования лейаса были хорошо изучены, выяснены их возрастные соотношения и условия образования.

На территории Дзирульского массива (на юге — в бассейне р. Чхеримела; в центральной части — в районе сел. Шроша, рек Нарула и Квирила; на севере — в районе г. Чиатура; на востоке — около сел. Коби в



Фиг. 1. Схема сопоставления разрезов тоар-ааленских отложений Дзирульского массива, Рачи и южного склона Большого Кавказа

1 — известняки; *2* — глины, аргиллиты, глинистые сланцы; *3* — алевролиты; *4* — песчаники; *5* — конгломераты; *6* — известняковые брекчии; *7* — туфогенный материал; *8* — вулканогенно-осадочные образования байосского яруса; *9* — гранитно-метаморфический фундамент; *10* — кварцевые порфиры; *11* — поверхности размыва; *12* — мергель



Фиг. 2. Схема распространения типов отложений тоарского и ааленского ярусов на территории Дзирульского массива, Рачи и южного склона Большого Кавказа

1 — современные выходы тоар-ааленских отложений; *2* — известняки; *3* — аргиллиты, глинистые сланцы; *4* — аргиллиты, алевролиты; *5* — аргиллиты, алевролиты, песчаники; *6* — аргиллиты, алевролиты, песчаники мергелистые, флишоидного облика; *7* — песчанистые известняки; *8* — граница Дзирульского массива; цифры над колонками соответствуют номерам литологических разрезов

бассейне р. Лопанис-Цкали) развита толща толсто- и тонкослоистых, мраморизованных, органогенно-обломочных, часто брекчиевидных, розовых и красных известняков с прослоями серых и фиолетовых глинистых и мергелистых известняков. Примесь терригенного материала в них ничтожна или он отсутствует. Выходы известняков расположены спорадически, но равномерно по всей площади массива (фигуры 1, 2). Мощность известняков во всех выходах примерно одинакова — 60—120 *м*; возможно, несколько уменьшается к югу. Подстилается толща известняков в большинстве случаев кварцевыми и аркозовыми песчаниками, которые вниз по разрезу обычно переходят в мелкогалечные конгломераты. Многочисленные находки фауны аммонитов, иноцерамов, брахиопод, криноидей и др. (Джанелидзе, 1946; Кахадзе, 1947; Нуцубидзе, 1964; Топчишвили, 1965, 1968) указывают на принадлежность этих известняков к плинсбахскому, домерскому и тоарскому ярусам и нижнеааленскому

подъярусу. Во всяком случае, не вызывает сомнения присутствие отложений тоарского яруса и нижнеааленского подъяруса, на которые приходится 25—40 *м* мощности красных известняков. Верхний аален фаунистически нигде не охарактеризован и, по мнению исследователей, изучавших образования лейаса-аалена, отсутствует (Кахадзе, 1947; Нуцубидзе, 1964). Байосские же отложения ложатся на нижнеааленские с размывом и трансгрессивно.

Несколько иной разрез можно наблюдать по р. Думала. Нижние горизонты представлены гравелитами и грубозернистыми песчаниками, которые вверх по разрезу становятся более тонкозернистыми и карбонатными. Верхняя часть разреза сложена толщей переслаивающихся карбонатных песчаников, мелко- и среднезернистых, и серых и фиолетовых крупнокристаллических известняков. Прослои известняков имеют часто линзовидную форму. Вверх по разрезу увеличивается мощность известняковых прослоев, роль обломочного материала уменьшается. Верхние горизонты перекрыты известняками верхнего мела. В толще переходной от песчаников к известнякам встречается большое количество метилоидов.

Этот разрез был описан И. Р. Кахадзе (1947) несколько по-иному. Но он также выделяет пачку слюдисто-кварцевых песчаников и глинистых сланцев, которая, вероятно, по положению в разрезе занимает место под толщей переслаивающихся песчаников и известняков. Из этого слоя И. Р. Кахадзе приводит фауну, которая, по его мнению, указывает на верхний лейас (с ааленом). Но он оговаривается, что эта фауна не дает возможности установить, с каким ярусом нижней юры мы имеем здесь дело. Учитывая общий характер образований лейаса на Дзирульском массиве, можно считать, что толща переслаивающихся известняков и известковистых песчаников эквивалентна в возрастном отношении толще красных известняков остальной части массива.

Таким образом, на всей территории Дзирульского массива, исключая его северо-восточную часть, тоар-ааленские отложения представлены зоогенными известняками мощностью 25—40 *м*, которые в северной части массива (р. Думала) обогащены обломочным материалом.

Иная картина наблюдается на северо-восточной периферии Дзирульского массива, где образования нижней юры — аалена представлены песчано-сланцевыми толщами значительной мощности. В районе сел. Джвари И. Р. Кахадзе (1947) описал следующий разрез: слой 1 — базальный кварц-аркозовый конгломерат, мощность 8—10 *м*; слой 2 — зеленоватые, серые, фиолетовые или шоколадного цвета мергелистые сланцеватые глины с налетами окислов марганца и конкрециями сидерита, с прослоями сланцеватых песчаников, тонкими линзами ископаемого угля и отпечатками растений, мощность 200—220 *м*; слой 3 — толща чередующихся тонкослоистых туфогенных песчаников и мергелистых глин, мощность 80 *м*; слой 3 постепенно сменяется отложениями порфиритовой свиты байоса; в нижней части слоя 2 найден домерский *Amaltheus margaritatus* Montf., а в верхней — верхнетоарский *Grammoceras thouarsense* d'Orb. (Кахадзе, 1947).

Полоса выходов верхнелейасовых — ааленских отложений прослеживается вдоль всей северо-восточной окраины массива, и везде эти отложения имеют сходный облик и одинаковое строение. Характерны флишоидный облик отложений и наличие прослоев гравелитов с обломками розовых гранитоидов, сходных с таковыми Дзирульского массива. Таким образом, в отличие от остальной территории массива, на его северо-восточной периферии развиты песчано-глинистые и мергельно-глинистые фации. Мощности отложений 350—400 *м*. Возрастной интервал, отвечающий времени накопления этих толщ, соответствует домерскому, тоарскому и ааленскому векам. Переход от аалена к байосскому ярусу постепенный.

Севернее Дзирульского массива нижнеюрско-ааленские отложения появляются в виде спорадических выходов в ядрах антиклинальных складок и зонах крупных разломов в районе верхнего течения р. Квирила и в долинах рек Паца и Джеджора, где они представлены толщей глинистых сланцев и песчаников сорской свиты. Видимая мощность пород сорской свиты 1300—1500 *м*. В обнажениях по р. Джеджора в этих отложениях собраны верхнелейасовые *Mytiloides quenstedti* Pcel. и *M. amygdaloides* Goldf.

По аналогии с другими районами К. Ш. Нуцубидзе (1964) датирует эти толщи тоаром — нижним ааленом. Переход к байосским образованиям согласный, хотя и резкий. Далее к северу выходы отложений лейаса-аалена известны в Верхней Раче в бассейне р. Риони и в районе Мамисонского перевала. В Верхней Раче сорская свита обнажается в ядре крупной антиклинали, крылья которой сложены породами вулканогенной свиты байоса. Представлена сорская свита толщей темных глинистых сланцев. Сланцы пиритоносны, содержат растительные остатки и фауну двустворок и аммонитов. А. И. Джанелидзе (1946$_1$) на основании собранной фауны определяет возраст верхней части свиты как нижнеааленский. Ниже найден *Harpoceras aff, serpentinum* Rein., который позволил А. И. Джанелидзе отнести нижние части разреза сорской свиты к тоарскому ярусу (зона *Harpoceras exaratum* нижнего тоара). В районе Мамисонского перевала к тоару — аалену относится мощная толща пород, нижние горизонты которой представлены глинистыми сланцами (1200—1400 *м*) и глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов (500 *м*). Верхняя часть разреза сложена глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников (Леонов, 1967).

Из приведенного описания и схемы сопоставления тоар-ааленских отложений можно сделать вывод об одновозрастности средней части красных известняков, развитых на Дзирульском массиве, и песчано-сланцевых толщ его северо-восточной периферии, более северных районов Грузинской глыбы и прилегающих к ней областей южного склона Большого Кавказа. Действительно, во всех разрезах прослеживаются отложения тоарского и нижнеааленского возрастов, и почти во всех разрезах они получают палеонтологическую характеристику.

Условия образования тоар-ааленских отложений. Образование красных известняков, развитых на территории Дзирульского массива, связывается (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1949; Дзоценидзе и др., 1950, 1953) с процессами седиментации, происходящими в мелководном, но открытом морском бассейне эпиплатформенного типа. Об этом свидетельствует органогенно-обломочная природа большей части карбонатных толщ, большое количество разнообразной фауны (брахиоподы, пелециподы, криноидеи, аммониты), а также текстурные особенности: горизонты перемыва, брекчиевидное строение, наличие конседиментационных брекчий и т. д. Изредка наблюдаются трещины усыхания, выполненные песчаным материалом. В известняках встречается незначительное количество продуктов перемыва гранитных пород (Дзоценидзе и др., 1950, 1953).

В противоположность известнякам песчано-сланцевые толщи северо-восточной периферии массива и более северных районов образовались на бо́льших глубинах и в удалении от берега, на что указывает наличие только фауны аммонитов и отсутствие грубого терригенного материала. Осадки лейаса — аалена на северо-восточной окраине массива обладают флишоидным обликом. В них развита ритмичность типа флишевой, слепки струй течения и т. д. К северу отложения тоара — аалена теряют флишоидный облик и становятся более тонкозернистыми (глины, алевролиты), что указывает на большую удаленность от берега. В районе южного склона Большого Кавказа намечается центральная часть верхнелейасового — ааленского морского бассейна (Кахадзе, 1947; Леонов, 1967). Таким образом, устанавливаются два типа разрезов, сложен-

ных различными комплексами отложений. Первый тип представлен известняками, образовавшимися в условиях мелководного шельфа, второй — песчано-глинистыми и глинистыми отложениями, связанными с более глубоководными условиями обширного морского бассейна, который вырисовывается на месте северной части Грузинской глыбы и южного склона Большого Кавказа, где, как уже говорилось, намечается его осевая часть. Области развития карбонатных и терригенных отложений разделены узкой полосой, где одновозрастные образования отсутствуют. Нет и переходных осадков между известняками и песчано-сланцевыми толщами.

Распределение фаций верхнелейасовых и ааленских отложений (см. фиг. 2), как и считают многие исследователи (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1949; Нуцубидзе, 1964), показывает увеличение роли песчаного материала к югу, к району Грузинской глыбы и Дзирульского массива. В этом же направлении уменьшаются мощности и, как мы видели, глубина бассейна. Все эти факты приводят к заключению, что источник сноса находился в районе Дзирульского массива. Подобный вывод и был сделан всеми исследователями, работавшими в этих районах (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1949; Дзоценидзе и др., 1950, 1953; Топчишвили, 1968). Данных о лейасовых и ааленских отложениях всей Грузинской глыбы нет, но достаточно ясно, что поверхность Дзирульского массива размываться и поставлять терригенный материал не могла, так как в это время прогибалась, что зафиксировано в мощностях, развитых на массиве отложений. Отсутствие же сколько-нибудь значительной примеси обломочного материала в толщах известняков позволяет предполагать, что участки суши в этих районах отсутствовали или были чрезвычайно незначительны. С одной стороны, следовательно, терригенный материал. должен был, как показывает распределение фаций и мощностей, поступать с юга, со стороны Дзирульского массива, с другой — поверхность массива размываться не могла, так как массив в это время погружался.

Возможны, как мне кажется, три варианта объяснения этого противоречия. 1) На месте современного Дзирульского массива находилась область, поставляющая терригенный материал, но она была перекрыта впоследствии тектонически, и мы видим теперь на этом месте иной разрез, т. е. массив находится в аллохтонном залегании. 2) В тылу массива на месте современной Аджаро-Триалетской складчатой системы существовала суша, а массив соответствовал зоне шельфа с крутым подводным склоном. Разрушению подвергалась подводная часть уступа. Кроме того, кластический материал поступал с суши, минуя шельф по подводным каньонам. 3) Зона Дзирульского массива являлась относительным поднятием на фоне обширного морского бассейна, северный склон которого был крутой и подвергался разрушению и размыву.

В пользу первого варианта свидетельствует факт нахождения в отложениях тоара — аалена северо-восточной окраины массива минералов из группы устойчивых, которые не известны ни в одной породе массива, и отсутствие в этих отложениях продуктов разрушения толщи кварцевых порфиров, которая развита почти на всей территории массива и материал которой известен в одновозрастных образованиях на всем массиве (Дзоценидзе и др., 1950, 1953). Различен и возрастной объем ааленских толщ на массиве и севернее его. Там, где отлагались красные известняки, отсутствует верхний аален и порфиритовая свита байоса ложится на них с размывом. Причем отсутствуют образования нижней зоны байоса. На северо-востоке переход между ааленскими и байосскими отложениями постепенный. Все эти соображения, конечно, ни в какой мере не решают проблемы, но они и не позволяют просто отмахнуться от нее. Второй вариант, предполагающий в тылу наличие суши, просто гипотеза, в пользу существования которой никаких прямых дан-

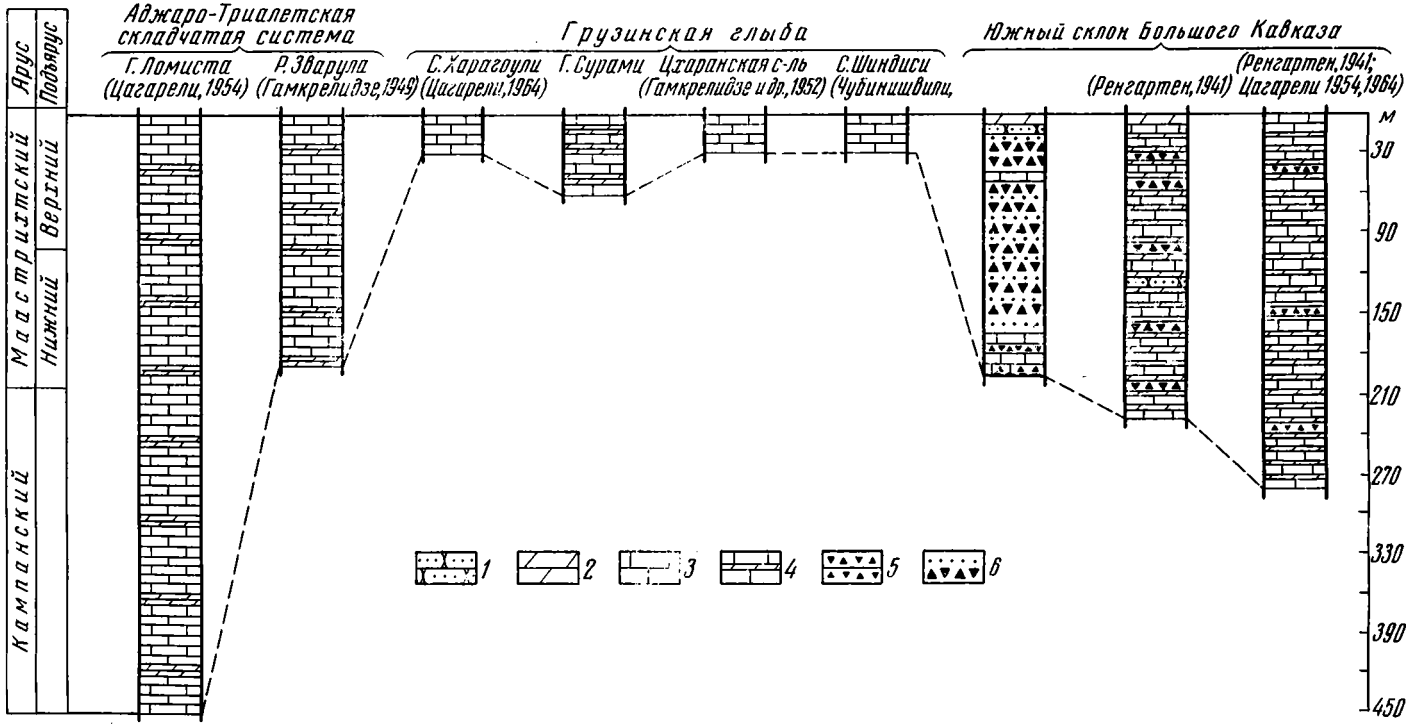
ных нет. Ее выдвинул, основываясь на косвенных соображениях, П. Д. Гамкрелидзе (1949).

Наиболее вероятным в настоящее время кажется третий вариант. Во-первых, на Храмском и Локском массивах, которые расположены южнее Дзирульского, хотя и несколько восточнее, известны отложения верхнего лейаса и аалена, представленные в морских фациях (Джанелидзе, $1946_{1,3}$). Во-вторых, красные известняки юрского возраста, до деталей сходные, судя по описаниям, с развитыми на Дзирульском массиве, известны во многих местах Альпийского пояса, в частности в Эллинидах и Альпах. Они называются фацией «аммонитико россо», вследствие большого количества аммонитов, содержащихся в них, и красной окраски. Известняки фации «аммонитико россо» занимают обычно очень строгую структурную позицию и приурочены или к мелководным зонам внутри обширного морского бассейна, или к склонам неритовых областей. Так, в Эллинидах, по Ж. Обуэну (1967), подобные образования приурочены к Апулийскому поднятию и поднятию Гаврово и имеют, кстати, верхнелейасовый возраст. Все эти соображения позволяют предполагать, что область Дзирульского массива в тоар-нижнеааленское время была приподнята над общим уровнем морского дна и имела достаточно крутой северный склон, о чем говорит непосредственная близость отложений разных глубин. Верхняя часть уступа разрушалась и размывалась. Существовали, вероятно, и островные участки суши, расположенные на внешнем краю поднятия, но они, как уже говорилось, были крайне незначительными.

Таким образом, устанавливается асимметричный профиль морского дна (см. фиг. 6). На мелководной, типа шельфовой, площадке происходило накопление толщ известняков малой мощности. Рядом, в более глубоководных условиях, частично на склоне, отлагались мощные толщи песчано-глинистых образований. Эти отложения отделены друг от друга зоной отсутствия одновозрастных осадков, которая соответствовала перегибу от шельфа к подводному склону и, разрушаясь, поставляла обломочный материал в прилегающий прогиб, тогда как на юг, в область накопления карбонатных фаций, этот материал, естественно, поступать не мог или поступал в самом незначительном количестве. Область отсутствия переходных отложений отвечала зоне разлома, который и обусловил существование уступа. Причем отсутствовала или была незначительна вертикальная составляющая движения по этому разлому, так как, если бы она была сколько-нибудь значительной, это нашло бы отражение в мощностях и фациальном составе отложений, образующихся на массиве. Остается допустить наличие преобладающей горизонтальной составляющей движения по разлому, что позволит объяснить и поступление огромного количества обломочных частиц, и их локальный, односторонний снос.

Но, независимо от трактовки механизма и условий образования описанных отложений, устанавливается асимметричный профиль морского дна на фоне обширного морского бассейна. Соотношения, подобные описанным выше, не представляют исключительного случая, а являются достаточно распространенными.

Кампан-маастрихтские отложения Грузинской глыбы и флишевой зоны южного склона Большого Кавказа. На территории Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой области развиты толщи толсто- и тонкослоистых известняков литографского типа с тонкими прослоями мергелей (Цагарели, 1954; Гакрелидзе, 1949) (фиг. 3). Мощности известняков, достигающие в центральной части Аджаро-Триалет 500 *м*, при приближении к глыбе и на ней самой сокращаются до 30—60 *м*. В целом это очень тонкие карбонатные осадки почти без примеси терригенного материала, которые отлагались в условиях обширного морского бассейна эпиплатформенного типа. Глубины были, видимо, незначитель-



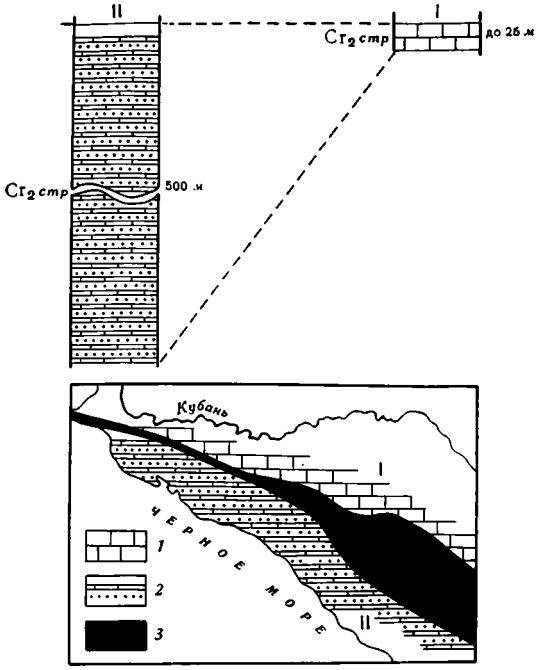
Фиг. 3. Схема сопоставления разрезов кампан-маастрихтских отложений Аджаро-Триалетской системы, Грузинской глыбы и южного склона Большого Кавказа

1 — песчаники; *2* — мергели; *3* — известняки; *4* — карбонатный флиш; *5* — конгломераты и брекчии; *6* — глыбовые брекчии

ны, о чем свидетельствует достаточно обильная фауна. Севернее, во флишевом бассейне, в это время образовывался карбонатный флиш, представленный ритмично чередующимися литографскими известняками, мергелями и мергелистыми глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. В самой южной зоне развития флишевых фаций наблюдается толща конгломерато-брекчий мощностью 70—300 *м*. Обломки и глыбы состоят главным образом из известняков верхней юры и вулканогенных пород предположительно байосского возраста. В меньшем количестве представлены породы нижне- и верхнемелового флиша. Глыбы, как правило, не окатаны; их размер в поперечнике в среднем 0,2—1,5 *м* и более. Они попадали в бассейн во время накопления тонких карбонатных илов. Можно видеть, как глыбы вминались в незатвердевший осадок. Мощность толщи глыбовых брекчий уменьшается к северу. В том же направлении уменьшается размер глыб и количество песчаного материала (Ренгартен, 1941; Цагарели, 1954, 1964). Общая же мощность отложений кампана и маастрихта увеличивается к северу.

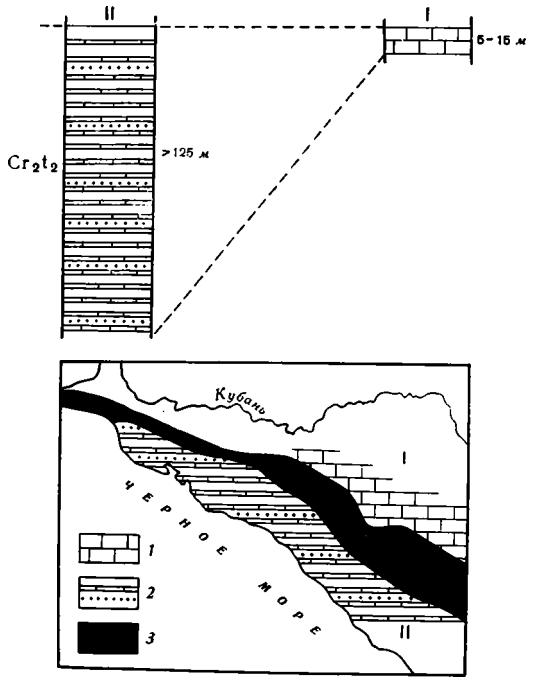
Все это говорит о том, что поступление обломочного материала происходило с юга, со стороны Грузинской глыбы. Тем более, что обломки пород в брекчиях представлены в фациях Грузинской глыбы. Образование глыбовых конгломерато-брекчий связывалось всегда (Цагарели, 1954, 1964; и др.) с существованием на границе глыбы и бассейна, в котором образовался флиш, кордильеры или участка суши, которые и были поставщиком грубого материала. Но однообразный характер осадконакопления на глыбе и в зоне флиша не позволяет предполагать сколько-нибудь значительных участков суши. Скорее всего, это был единый морской бассейн с асимметричным поднятием и небольшими островными участками суши. Здесь мы опять сталкиваемся с односторонним сносом обломочного материала. Вероятно, существовал крутой уступ, край которого и разрушался. Но для того чтобы образовались такие грубые глыбовые брекчии, необходимо допустить большую тектоническую неустойчивость этой зоны и существование здесь разлома, причем со значительной амплитудой движения, так как выведенными на поверхность морского дна оказались породы средней и верхней юры и даже гранитного фундамента (гальки гранитоидов в брекчиях). Но, судя по отложениям этого времени, по их мощностям и фациальному однообразию, значительных вертикальных подвижек не происходило. Остается связать образование глыбовых брекчий, которое происходит на фоне накопления тонких карбонатных осадков, с движением, имеющим горизонтальную составляющую. Тем более, что в современной структуре эти образования оказываются под плоскостью надвига.

Примером аналогичных взаимоотношений может служить и флишевый прогиб северо-западного Кавказа в верхнетуронское и кампанское время (фигуры 4, 5). Здесь, разделенные узкой полосой отсутствия одновозрастных отложений, распространены толщи слоистых известняков малой мощности, с одной стороны, и терригенно-карбонатного флиша, с другой. Мощности флишевых толщ в десятки и сотни раз превосходят мощности карбонатных пород. Зона отсутствия переходных отложений интерпретируется как кордильера, отделяющая эпиплатформенную область от флишевого бассейна. При приближении к зоне «кордильеры» мощности отложений флиша уменьшаются, увеличивается количество терригенного материала, появляются грубые осадки вплоть до брекчий. Следовательно, и здесь наблюдается поступление обломочного материала с «кордильеры» локально в одну сторону — к флишевому прогибу. Это противоречие подметил Б. М. Келлер (1947) и объяснил его поступлением обломочных частиц из района замыкания бассейна с юго-востока и особенно северо-запада и разносом их вдоль трога. Хотя разнос материала вдоль бассейна — явление весьма вероятное, существованием только продольного течения нельзя объяснить следующие факты: 1— приуроченность наибольшего количества песчаного материала к вер-



Фиг. 4. Схема фаций кампана северо-западного Кавказа (по Б. М. Келлеру)

1 — известняки эпиплатформенного типа; *2* — терригенно-карбонатный флиш; *3* — область отсутствия кампанских отложений

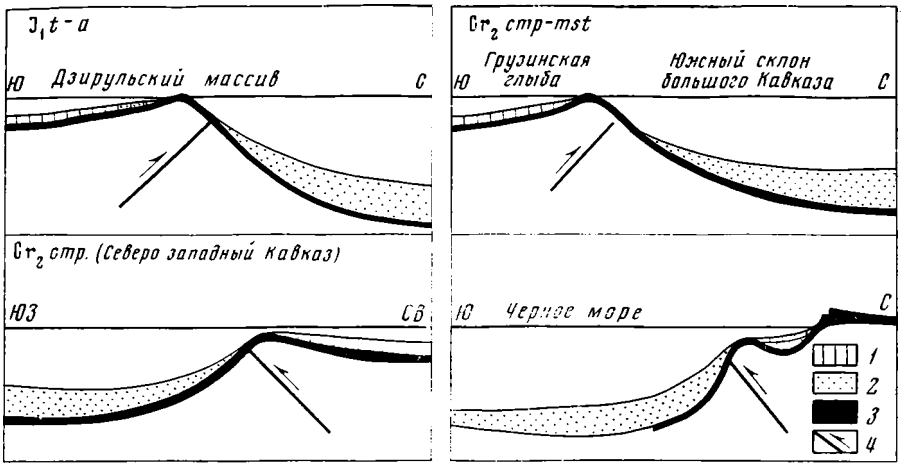


Фиг. 5. Схема фаций верхнего турона северо-западного Кавказа (по Б. М. Келлеру)

1 — известняки слоистые, эпиплатформенного типа; *2* — карбонатный флиш; *3* — область отсутствия отложений верхнего турона

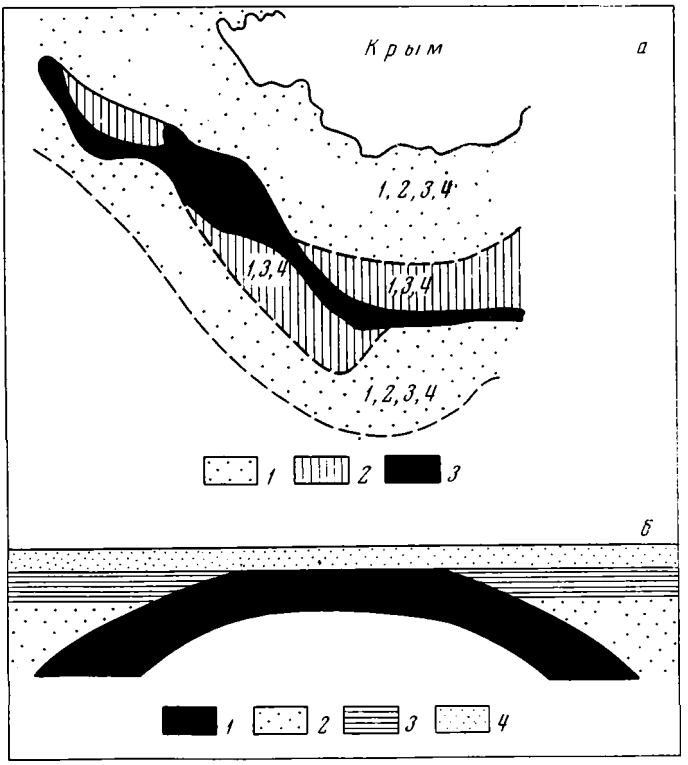
ней части склона прогиба, а не к центральной, где наблюдаются более тонкие осадки; 2 — наличие грубых пород (брекчии, конгломераты) в зоне, непосредственно примыкающей к «кордильере»; 3 — невозможность существования в верхнемеловое время такого крупного источника обломочного материала на северо-западе бассейна. Таким образом, и в данном случае, наблюдая асимметрию в поступлении обломочного материала, нужно констатировать асимметричный профиль морского дна относительно зоны размыва. Это и обусловило накопление, с одной стороны, «кордильеры» мелководных карбонатных образований, а с другой — терригенно-карбонатных и терригенных. Эти соотношения близки тем, которые описаны для тоар-ааленских отложений Дзирульского массива и его северного обрамления.

Таким образом, во всех трех случаях устанавливается асимметричный профиль морского дна относительно зоны размыва («кордильеры»). Мелководные карбонатные отложения отделены от более глубоководных флишоидных или флишевых образований склона и его подножия зоной отсутствия одновозрастных отложений или контактируют по надвигу. Зона, в которой отсутствуют «переходные» отложения, соответствует, вероятно, перегибу морского дна. Породы, выходящие в этой зоне на поверхность морского дна (а частично и в субаэральных условиях), разрушались вследствие движений по разлому, который соответствовал этой зоне, давая значительную массу терригенного материала, поступающего в прогиб. Отсутствие вертикальных подвижек в мелководных зонах, о чем свидетельствует постоянство фациального состава отложений, заставляет предполагать наличие горизон-



Фиг. 6. Реконструкция морфологии дна тоар-ааленского и верхнесенонских бассейнов и современный профиль дна северной части Черного моря

1 — шельфовые отложения; *2* — отложения склона и его подножия; *3* — породы фундамента; *4* — зона надвига



Фиг. 7.

а — схема расположения слоев на дне Черного моря у юго-западного берега Крыма после отложения будущих черноморских осадков (по А. Д. Архангельскому): *1* — область с нормальной последовательностью отложений; *2* — область, где отсутствуют древние черноморские осадки; *3* — область, где отсутствуют древние и современные черноморские отложения и где будущие осадки налегают на новоевксинские слои. *б* — схема геологического разреза на дне Черного моря после образования осадков, которые перекроют современные отложения (по А. Д. Архангельскому): *1* — новоевксинские глины; *2* — древнечерноморские осадки; *3* — современные осадки; *4* — будущие осадки. Последовательность слоев и их выпадение показано цифрами

тальной составляющей движения, что может объяснить локальное поступление огромных масс терригенного материала и современную структуру этих зон (фиг. 6).

Соотношения, описанные выше, сходны с таковыми мелководных осадков шельфа и более глубоководных — континентального склона и его подножия в современных водоемах, причем в целом ряде мест осадки шельфа отделены от склоновых образований полосой отсутствия современных отложений и размыва более древних. Так, по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (Архангельский, 1927, 1928; Архангельский, Страхов, 1938; Страхов, 1962), полифациальные осадки шельфа северного и восточного бортов Черноморской впадины отделены от известковисто-глинистых осадков континентального склона, имеющих флишоидный облик, полосой отсутствия современных отложений, которая имеет ширину от первых сотен метров до 20—25 *км* и приурочена к перегибу от шельфа к континентальному склону. В продольном направлении она вытянута на сотни километров. А. Д. Архангельский показал, как будет выглядеть область отсутствия современных осадков в геологическом разрезе после перекрытия ее будущими черноморскими осадками, и ее возможную интерпретацию (фиг. 7). Очевидно, как и считает А. Д. Архангельский, что подобная структура будет понята как «кордильера». Уменьшение мощностей отложений при приближении к этой зоне, увеличение роли оползневых явлений и наличие продуктов размыва «кордильеры» в осадках континентального склона, налегание на нее все более молодых горизонтов, а также отсутствие отложений в самой зоне будет безоговорочно свидетельствовать в пользу существования «кордильеры».

Во многих бассейнах внешний край шельфа, прилегающий к зоне отсутствия осадков, также, как правило, обогащен более крупнозернистым, вплоть до гравийно-галечного, материалом, чем отложения внутренней части шельфа (Гершанович, 1960; Крумбейн, Слосс, 1960; Эмери, 1969), что придает этой зоне еще большее сходство с «кордильерой». Кроме Черного моря, подобные соотношения развиты во многих других местах, например на западном побережье Атлантического океана. Для Черного моря устанавливается и разлом, который соответствует склону и может быть интерпретирован как надвиг, по которому мегантиклинорий Крыма надвигается на впадину Черного моря (Мушкетов, 1933; Горшков, Левицкая, 1947; Муратов, 1951; и др.).

Можно видеть, что интерпретация, данная для древних бассейнов, находит подтверждение и на современном материале. В заключение хотелось бы обратить внимание на необходимость проверки палеотектонических построений палеогеографическими, так как исследователи часто отождествляют тектоническую структуру с ее морфологическим выражением. Приведенный материал показывает, что впадинам и поднятиям в рельефе фундамента вовсе не всегда соответствуют трог и «кордильера», а иной, в данных случаях, асимметричный профиль морского дна.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1927, т. 5, № 3—4.

Архангельский А. Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., 1928, т. 36, отд. геол., т. 6.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.

Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1949.

Гершанович Д. Е. Современные шельфовые отложения краевых морей северо-восточной Азии.— В кн.: Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сейсмотектонике Крыма.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1947, т. XXII, № 3.

Джанелидзе А. И. К вопросу о локском лейасе.— Сообщ. АН ГрузССР, 1946_1, т. 7, № 6.
Джанелидзе А. И. О возрасте красных известняков Дзирульского массива.— Сообщ. АН ГрузССР, 1946_2, т. 7, № 4.
Джанелидзе А. И. К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса.— Сообщ. АН ГрузССР, 1946_3, т. 7, № 5.
Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. О литологии питающей области лейасовых осадков Дзирульского массива.— Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. минерал. и петрограф., 1950, т. III.
Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Литология лейасовых отложений Дзирульского массива.— Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. минерал. и петрограф., 1953, т. III.
Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время.— Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., 1947, т. III.
Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 48.
Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960.
Леонов Ю. Г. Нижнеюрские и ааленские отложения восточной части Центрального Кавказа.— Сов. геология, 1967, № 8.
Муратов М. В. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1951.
Мушкетов Д. И. Сейсмичность Крыма. Сейсмическая станция «Ялта» Сейсм. ин-та АН СССР, 1933.
Нуцубидзе К. Ш. Нижняя юра.— В кн.: Геология СССР, т. X, ч. 1. М., «Недра», 1964.
Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
Ренгартен В. П. Верхнемеловые отложения Южного склона Большого Кавказа.— В кн.: Геология СССР, т. X, ч. 1. М.— Л., Гостоптехиздат, 1941.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Топчишвили М. В. Стратиграфия лейасовых отложений юго-западной периферии Дзирульского массива.— Сообщ. АН ГрузССР, 1965, т. 40, № 1.
Топчишвили М. В. Новые данные по палеогеографии Дзирульского массива в нижнеюрское время.— Сообщ. АН ГрузССР, 1968, т. 41, № 1.
Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии.— Тр. Ин-та геол. и минерал., 1954, № 5.
Цагарели А. Л. Верхний мел.— В кн.: Геология СССР, т. X, ч. 1. М., «Недра», 1964.
Чубинишвили К. Т. Литология меловых и среднеюрских отложений опорной скважины Гори.— В сб.: Тр. к 70-летию со дня рожд. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1959.
Эмери В. Е. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
16.XII.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 552.1 : 552.513 : :551.735.2(477.6)

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНИКОВ СВИТ C_2^6 И C_2^7 ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И КАЧЕСТВА ЗАКЛЮЧЕННЫХ В НИХ УГЛЕЙ

С. А. ТОПОРЕЦ

Рассматриваются некоторые методические вопросы изучения физических свойств вмещающих пород; выясняется связь между стадийностью изменения этих пород и качеством сопутствующих углей; аргументируется необходимость привлечения для такого рода исследований таких физических свойств пород, как плотность и общая пористость; приводятся результаты изучения физических свойств песчаников комплекса фаций волнового поля свит C_2^6 и C_2^7 Донбасса. Выделены 5 стадий изменения пород, соответствующие 8 стадиям метаморфического ряда углей. Показана закономерная связь физических свойств вмещающих пород с качеством углей и возможность ее использования для решения теоретических и практических вопросов.

Основные закономерности постдиагенетических преобразований пород карбона открытого Донбасса и его окраин изложены в работах Н. В. Логвиненко (1956, 1957, 1959, 1968). На связь физических свойств вмещающих пород с качеством углей Донбасса впервые указал А. Т. Донабедов (1940), составивший диаграмму соотношений средней плотности пород и содержания летучих веществ в углях. Но, располагая весьма ограниченными материалом, он рассматривал эту диаграмму как первое приближение.

В последнее время в результате комплексного изучения эпигенетических изменений песчаных пород свит C_2^6 и C_2^7 донецкой угленосной формации, проведенного во ВСЕГЕИ, получен новый материал, анализ которого в совокупности с уже имевшимися данными позволил уточнить ранее установленные закономерности, выявить ряд новых и поставить вопрос о возможной количественной оценке постдиагенетических изменений осадочных пород и качества углей по результатам изучения физических свойств этих пород. Мы далеки от мысли, что изучение пород или данные об их физических свойствах позволят непосредственно решать вопросы эпигенеза пород и метаморфизма углей. Однако не надо забывать и то обстоятельство, что для полного понимания механизма постдиагенетических изменений пород и сопутствующих им метаморфизических изменений углей необходимо знание всех свойств, а тем более входящих в комплекс признаков, определяющих стадию изменения осадочных пород.

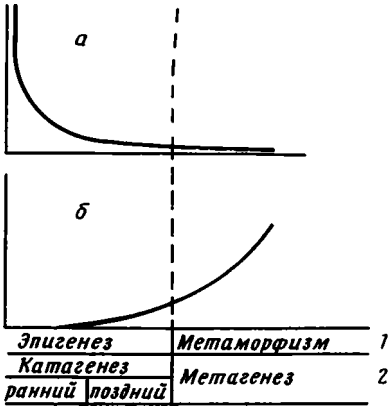
В числе процессов постдиагенетических изменений, существенно влияющих на их ход, уплотнение и преобразование минералогического состава оказываются едва ли не самыми основными. Они, в конечном счете, определяют характер вторичных изменений осадочных пород, причем соотношение указанных процессов на разных стадиях эпигенетических изменений пород различно. Как следу-

Физические свойства песчаников свит C_2^6 и C_2^7 Донбасса

Район сбора и № скважины	Число образцов	Стадия метаморфизма углей	Физические свойства вмещающих пород: удельный вес г/см³	Физические свойства вмещающих пород: плотность г/см³	Физические свойства вмещающих пород: пористость, %	Стадии изменения вмещающих пород: номер, название стадии	Стадии изменения вмещающих пород: наиболее вероятные величины физических свойств: плотность г/см³	Стадии изменения вмещающих пород: наиболее вероятные величины физических свойств: пористость, %	Этапы вторичных изменений вмещающих пород по В. Т. Белоусовой (1968)
Пос. Лобачево, Старобельская ГРП, скв. 294	58	БД	2,65—2,69 / 2,50—2,74	2,10—2,14 / 2,00—2,34	17—18 / 16—19	I	2,10—2,14	17—18	
Пос. Кременное, Старобельская ГРП, скважины 554, 556	83	Д	2,65—2,69 / 2,60—2,74	2,20—2,24 / 2,10—2,39	12 / 10—14	II	2,20—2,29	10—12	I
Шахта Горская-Глубокая, скв. 1736	45	Г	2,65—2,69 / 2,60—2,84	2,25—2,29 / 2,20—2,49	10 / 9—11				
Центральный район									
Ново-Дзержинское шахтное поле, скв. 1953	59	Ж	2,65—2,69 / 2,60—2,74	2,55—2,59 / 2,50—2,74	4,0 / 2—6	III	2,55—2,64	3—4	II
Шахта Горловская-Глубокая, скв. 1930	28		2,65—2,69 / 2,60—2,84	2,55—2,59 / 2,50—2,74	4,0 / 2—6				
Алмазно-Марьевский район									
Шахта Кадиевская-Глубокая, скв. 667	51	К	2,65—2,69 / 2,60—2,79	2,60—2,64 / 2,50—2,85	3,0 / 2—4				
Шахта им. К. Маркса, скв. 1902	23		2,65—2,69 / 2,60—2,79	2,60—2,64 / 2,50—2,79	3,0 / 2—4				
Селезневский район, Анненский участок, скв. 668	59	ОС—Т	2,70—2,74 / 2,60—2,79	2,65—2,69 / 2,50—2,79	2,8 / 1,7—4	Переходная	2,65—2,69	2—3	
Чистяково-Снежнянский район Ждановский участок, скв. С-192	88	ПА	2,70—2,74 / 2,60—2,84	2,65—2,69 / 2,60—2,79	2,0 / 0,5—3,0				III
Должанско-Ровнянский район									
Скв. И-2348	74	A_1	2,70—2,74 / 2,60—2,89	2,65—2,69 / 2,50—2,90	1,5 / 0,5—2,3	IV	2,70—2,74	1—2	
Скв. И-2419*	68	A_2	2,70—2,74 / 2,60—2,89	2,70—2,74 / 2,65—2,85					
Скв. И-2425*	70								

* Песчаники свиты C_2^3: в числителе — наиболее вероятная величина; в знаменателе—пределы колебания величин.

ет из рассмотрения несколько модернизированного нами графика Л. Б. Рухина (1956) на фиг. 1, физико-механические процессы (уплотнение и т. п.) доминируют в пределах почти всей стадии катагенеза, уступая место физико-химическим — преобразованию минералогического состава — лишь на стадии метагенеза. Весьма близкой точки зрения придерживается Н. В. Логвиненко (1968), считающий, что «уплотнение глинистых и зернистых пород как физико-механический процесс заканчивается на первом этапе катагенеза и продолжается на последующем этапе как физико-химический процесс».



Фиг. 1. Соотношение и интенсивность процессов уплотнения (*а*) и минералообразования (*б*) в процессе постдиагенетических изменений осадочных пород

1 — по Л. Б. Рухину (1956); *2* — по Н. В. Логвиненко (1968)

Исходя из этих представлений, а также принимая во внимание, что процессы постдиагенетических изменений осадочных пород собственно угленосных формаций не заходят далее стадии начального метагенеза (соответствующая стадия метаморфизма углей, по Н. В. Логвиненко, 1968 — антрациты), представляется весьма целесообразным наряду с литолого-минералогическим изучением рассматриваемых процессов исследование плотности и пористости, т. е. тех физических свойств пород, которые в значительной степени ответственны за эти изменения.

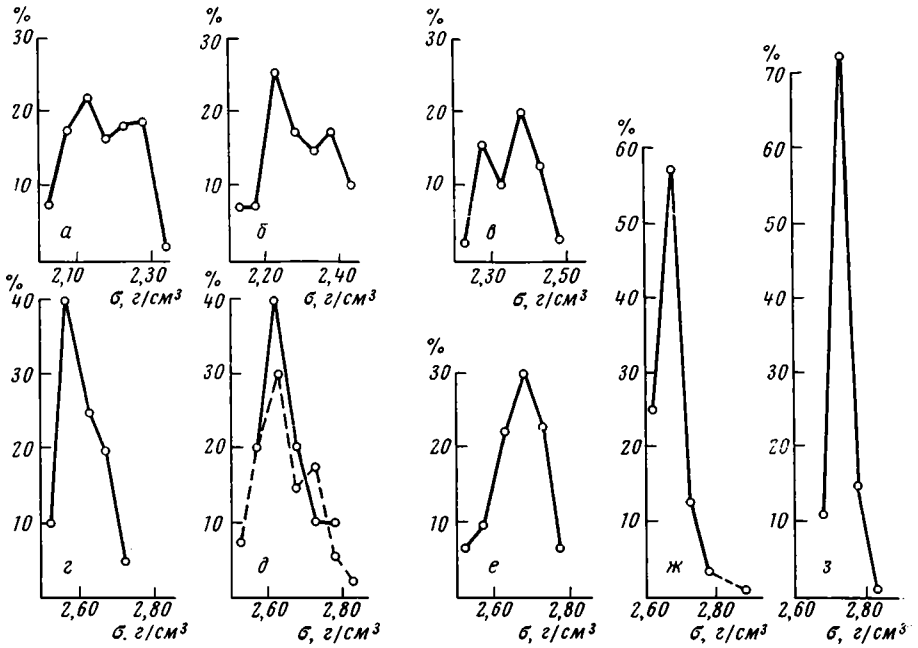
Были изучены плотность, удельный вес и общая пористость песчаников свит C_2^6 и C_2^7 Донбасса в районах с разной степенью метаморфизма углей (таблица). Задача исследований состояла в выяснении взаимосвязи между стадиями метаморфизма углей и степенью изменения физических свойств вмещающих пород; надо было также охарактеризовать стадии постдиагенетических изменений этих пород, начиная с пород, вмещающих угли стадий бурые — длиннопламенные и до пород, заключающих антрациты.

Каменный материал, любезно предоставленный в наше распоряжение В. Т. Белоусовой, был отобран из керна скважин, наиболее близко расположенных от тех шахт, в которых изучались пробы, с тем расчетом, чтобы охарактеризовать породы, вмещающие пласты угля определенных степеней метаморфизма.

Принимая во внимание значительное влияние минералогического (Перепечина, 1947), гранулометрического и фациального (Феофилова, 1949, 1952; Дозорцев и др., 1965; Гуревич, Топорец, 1968) составов, а также состава и типа цемента (Воронцов, Топорец, 1968) на физические свойства песчаников, для решения поставленных задач были отобраны в каждом разрезе однотипные кварц-полевошпатовые малослюдистые, средне-, реже средне-мелкозернистые песчаники, в основном бесцементные, в ряде случаев с контактовым типом цемента. По фациальной принадлежности их можно отнести к комплексу фаций зоны волнового поля (по терминологии А. В. Македонова, 1961) — комплексу фаций подвижного мелководья, отвечающему естественному одновременному существованию фациальных обстановок широкой зоны песчаных отмелей, банок, с западинами между ними, с глубинами не более нескольких метров.

Привлечение для изучения этого комплекса фаций представляет, помимо теоретического, достаточный практический интерес в связи с тем, что в ряде угольных бассейнов для наиболее продуктивных циклов особенно характерны устойчивые по площади песчаники рассматриваемого комплекса фаций.

Принцип одновозрастности пород пришлось нарушить только для пород, вмещающих антрациты (см. таблицу). С целью расширения материала и в дополнение к малопредставленным в свитах C_2^6 и C_2^7 песчаникам, включающим антрациты (Должанско-Ровнянский район, скв. 2348), были привлечены аналогичные песчаники из свиты C_2^3 (тот же район, скважины 2419, 2425).



Фиг. 2. Вариационные кривые плотности песчаников свит C_2^6 и C_2^7 разных районов Донбасса

а — пос. Лобачево; *б* — пос. Кременное; *в* — поле шахты Горская-Глубокая; *г* — Центральный район; *д* — Алмазно-Марьевский район; *е* — Селезневский район; *ж* — Чистяково-Снежнянский район; *з* — Должанско-Ровненский район

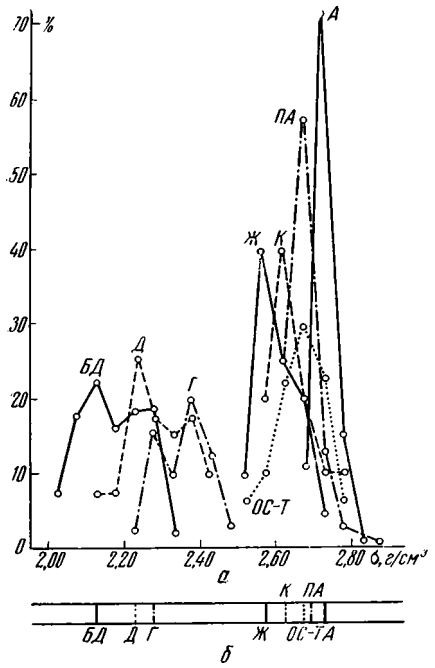
Измерения плотности проводились на денситометре Н. Н. Самсонова, было исследовано свыше 700 образцов. В связи с кратковременным пребыванием в воде (3—5 *сек*) образцы практически не набирали влагу, что было проверено контрольным взвешиванием их до и после опускания в воду. Поэтому предварительного парафинирования образцов не требовалось. Определение общей пористости осуществлялось путем установления удельного веса стандартным пикнометрическим методом с последующим расчетом по формуле (Кобранова, 1962).

Точность измерений плотности контролировалась замером каждого 5—10-го образца, расчетом таблиц и построением вариационных кривых распределения ошибок измерений. Графики этих кривых показывают хорошую сходимость результатов наблюдений при точности измерений величин плотности $\pm 0{,}01$ *г/см*³; определения удельного веса велись по ГОСТу, и за искомую величину принималось среднее арифметическое удельных весов двух параллельных проб, разнящихся не более чем на 0,02.

Результаты проведенных исследований представлены в виде графиков на фиг. 2—4. Для песчаников каждого района (зоны с определенной степенью метаморфизма углей) по данным измерений построены вариационные кривые распределения величин плотности (фиг. 2).

Сравнительное рассмотрение полученных вариационных кривых плотности на фиг. 2 показывает, что чем меньше степень метаморфиз-

ма углей района, тем больше дисперсия (разброс) значений плотности песчаников угленосных отложений. На ранних стадиях постдиагенетических изменений песчаников (фиг. 2, *а*, *б*), соответствующих стадиями метаморфизма углей БД и Д, это, по-видимому, обусловлено значительным влиянием таких первичных генетических факторов, как вещественный состав основных породообразующих компонентов, количество и характер цементирующего материала, количество растительных остатков и, наконец, некоторые колебания гранулометрического состава, обусловленные различиями степени сортировки и способов укладки зерен в песчаниках комплекса фаций волнового поля (Перепечина, 1947; Феофилова, 1949, 1952; Македонов, 1961; Воронцов, Топорец, 1968; Гуревич, Топорец, 1968).



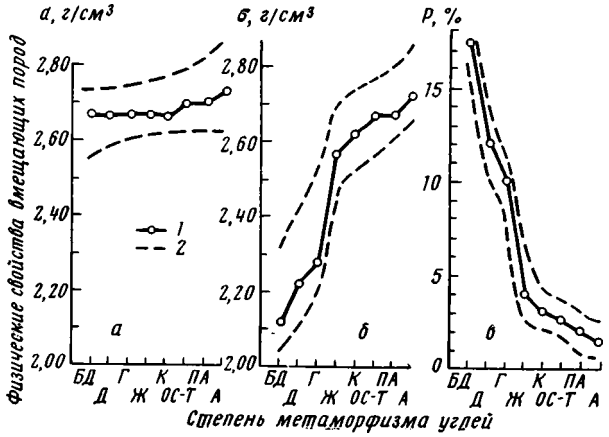
Фиг. 3. Сводный график вариационных кривых плотности (*а*) и спектр наиболее вероятных величин плотности (*б*) песчаников комплекса фаций волнового поля свит C_2^6 и C_2^7 из зон с разной степенью метаморфизма углей

В свою очередь, уменьшение дисперсии величин плотности песчаников из зон, соответствующих более высоким стадиям метаморфизма углей (фиг. 2, *г*—*е*) до минимальной в песчаниках, вмещающих полуантрациты и антрациты (см. фиг. 2, *ж*, *з*), может быть объяснено ослаблением влияния первичных факторов на физические свойства пород на данных стадиях их постдиагенетических изменений. Наблюдаемый факт показывает, что высказанное Ю. А. Жемчужниковым мнение о метаморфизме, как определяющем факторе свойств углей на высших стадиях метаморфизма, применимо и в отношении другого компонента угленосных формаций — вмещающих уголь пород.

Наряду с этим следует отметить наличие на вариационных кривых плотности (см. фиг. 2, *а*—*в*, *д*) вторых максимумов на правой ветви и асимметричность большинства кривых (см. фиг. 2, *г*, *д*—*з*). В соответствии с имеющимся опытом было сделано предположение о возможном объединении в одну совокупность различающихся по ряду трудно макроскопически определенных признаков разновидностей песчаников, тем более что для исследований была привлечена довольно широкая группа — комплекс фаций подвижного мелководья. Микроскопическое изучение этого материала, проведенное В. Т. Белоусовой, показало, что наличие многовершинности и асимметрии у одновершинных рядов распределения плотности объясняется присутствием в образцах песчаников макроскопически неопределимого того или иного количества карбонатов.

Рассмотрение сводного графика вариационных кривых плотности песчаников свит C_2^6 и C_2^7 по гамме метаморфизма углей (фиг. 3, *а*) позволяет констатировать совершенно определенное соотношение между величиной плотности песчаников и степенью метаморфизма заключенных в них углей, лишенное отклонений и неувязок в общей схеме определения степени метаморфизма пород по их плотности, которая была дана А. Т. Донабедовым (1940, 1943). В своей работе А. Т. Донабедов не учитывал литолого-фациальный и вещественный составы исследованных им пород.

Расположение вариационных кривых и соответствующих им линий спектра наиболее вероятных величин плотности на графике фиг. 3, *а*, *б* показывает, что наименьшей плотностью характеризуются песчаники района пос. Лобачево (скв. 294), в котором угли свит C_2^6 и C_2^7 относятся к стадии БД. Наивысшая плотность присуща песчаникам Должанско-Ровенского района, где угли изучаемых свит метаморфизованы до антрацитов. Вариационные кривые плотности, соответствующие песчаникам из районов с промежуточными стадиями метаморфизма углей, занимают соответственное положение. Таким образом, положение вариационных кривых плотности песчаников из районов с углями стадий Ж—К



Фиг. 4. График связи удельного веса (*а*), плотности (*б*) и пористости (*в*) песчаников свит C_2^6 и C_2^7 Донбасса со степенью метаморфизма заключенных в ней углей

1 — наиболее вероятная величина соответствующего параметра; *2* — пределы колебаний величин изученных параметров

между вариационными кривыми плотности песчаников из районов с углями БД и антрацитами и строго последовательное (по мере увеличения метаморфизма углей) расположение указанных вариационных кривых в этом интервале хорошо увязывается с качеством заключенных в этих песчаниках углей.

Итак, чем выше степень метаморфизма углей, заключенных в свитах C_2^6 и C_2^7, тем выше, как правило, плотность соответствующих им песчаников. Рассмотренная закономерность хорошо иллюстрируется спектром наиболее вероятных величин плотности изученных песчаников (см. фиг. 3, *б*). Как следует из фиг. 3, *б*, спектр наиболее вероятных величин плотности песчаников характеризуется неравномерным распределением спектральных линий при наложении на ряд метаморфизма углей. В области низких стадий метаморфизма углей он растянут, в области высоких — сжат.

Объяснение этому факту следует искать в особенностях изменения тех свойств пород, функцией которых является плотность, а именно: пористости и удельного веса. Данные изучения пористости и удельного веса исследованных песчаников, приведенные в виде графиков на фиг. 4, *а*, *в*, наглядно показывают, что наибольшие (от 16—19 до 0,5—1%) и затухающие (по мере возрастания интенсивности эпигенетических процессов) изменения претерпевает пористость. Кривая изменения плотности (фиг. 4, *б*), по существу, зеркально подобна кривой изменения пористости (фиг. 4, *в*), которая достаточно четко отражает характер происходящего в песчаниках в процессе эпигенеза уплотнения. Полученные экспериментальные данные хорошо согласуются с существующими представлениями (Уэллер, 1961; Энгельгард, 1964) о том, что угли наиболее вы-

соких степеней углефикации сравнительно мало изменяются под воздействием такого фактора регионального метаморфизма, как давление.

Удельный вес в этом отношении более стабилен и, как видно из фиг. 4, *а*, незначительно возрастает у пород, вмещающих угли конечных стадий метаморфического ряда, свидетельствуя тем самым, что физико-химические процессы — процессы новоминералообразования — начинают доминировать лишь на стадии позднего катагенеза. Как показало изучение, эти минералы, имея, как правило, удельный вес 2,50—2,65, не определяют изменение величин плотности песчаников даже на высоких стадиях постдиагенетических изменений.

Из сопоставления графиков фиг. 4 следует немаловажный вывод методического порядка: для количественной оценки степени постдиагенетических изменений осадочных пород в пределах, соответствующих метаморфическому ряду углей (бурые — антрациты), весьма целесообразно использовать результаты изучения плотности и общей пористости.

В связи с этим несомненный интерес представляет оценка возможной «чувствительности» этой методики. Последняя может быть оценена по дисперсии величин плотности и пористости в двух соседних стадиях. Разброс значений плотности и пористости песчаников, соответствующих соседним стадиям метаморфизма, такой, что по величине этих параметров нельзя уверенно выделить группы песчаников, соответствующие каждой стадии метаморфического ряда углей. В настоящее время можно говорить только о выделении стадий изменения песчаников, соответствующих группам стадий метаморфического ряда углей. Приведенные в таблице цифровые данные показывают, что при существующей точности измерений $\Delta\sigma = \pm 0{,}01$ и достаточном учете фациальной принадлежности и литологического состава можно выделить четыре основные и одну переходную стадию изменения песчаников, которые соответствуют 8 стадиям метаморфического ряда углей.

Кратко резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Изменение физических свойств песчаников фаций волнового поля свит C_2^6 и C_2^7 Донбасса, протекающее одновременно с метаморфизмом сопутствующих углей, закономерный и направленный процесс, позволяющий выделять последовательные стадии преобразования этих пород.

2. Между плотностью и пористостью изученных песчаников, с одной стороны, и степенью метаморфизма заключенных в них углей, с другой, существует вполне определенная связь, выражающаяся в однонаправленном неравномерном возрастании плотности и соответствующем уменьшении пористости песчаников при повышении углефикации сопутствующих им углей.

3. Наблюдаемая в угленосных отложениях свит C_2^6 и C_2^7 связь величин плотности и пористости песчаников со степенью метаморфизма углей дает основания для решения обратной задачи — прогнозной оценки качества углей по величине этих физических параметров пород. Здесь же следует отметить, что при оценке качества углей по величине наиболее вероятной плотности и средней величине плотности вмещающих пород не лишним аргументом может служить форма (конфигурация) самой вариационной кривой плотности.

4. Изложенные результаты, подтверждая и уточняя наблюденные А. Т. Донабедовым (1940, 1943), Е. А. Перепечиной (1943, 1947), А. П. Феофиловой (1949, 1952), Н. В. Логвиненко (1956), Н. Б. Дортман (1962) и другими исследователями факты совокупного изменения качества углей и физических свойств вмещающих пород, показывают большую перспективность изучения физических свойств пород угленосных отложений как при разработке теоретических вопросов проблемы стадийного изменения осадочных пород, так и при поисках эффективных критериев прогноза качества углей по результатам исследования вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусова В. Т. Эпигенетические изменения песчаников свит C_2^6 и C_7^2 Донецкого бассейна.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.

Воронцов В. В., Топорец С. А. Вопросы эпигенеза вмещающих пород угленосной толщи Кузнецкого и Горловского бассейнов.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.

Гуревич А. Б., Топорец С. А. Об эпигенезе песчаных пород Тунгусской серии северной части Тунгусского бассейна.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.

Дозорцев Р. Н., Ивин О. М., Пахомов В. И. О связи пористости пород с фациями.— Тр. Пермск. фил. Гос. ин-та по проектированию и исследовательским работам в нефтедобывающей промышленности «Гипровостокнефть», 1965, вып. 1.

Донабедов А. Т. Об изучении физических свойств горных пород угленосных бассейнов СССР.— Сов. геология, 1940, № 7.

Донабедов А. Т. Физические свойства горных пород угленосных месторождений как индикаторы степени метаморфизма углей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 4-5.

Дортман Н. Б. Изучение региональных и локальных изменений физических свойств горных пород.— В сб.: Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород (петрофизика). М., Гостоптехиздат, 1962.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 5.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7.

Логвиненко Н. В. О характере изменений каменноугольных пород в юго-восточном секторе Большого Донбасса.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 3.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.

Македонов А. В. Формация Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций.— В сб.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Перепечина Е. А. К вопросу степени метаморфизма углей и вмещающих пород в угольных месторождениях Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 4-5.

Перепечина Е. А. Характер метаморфизма осадочных пород угленосной толщи Домбаровского месторождения.— Сов. Геология, 1947, № 22.

Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований кн. 3, 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.

Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков.— В сб.: Проблемы нефтяной геологии в изложении зарубежных ученых. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Феофилова А. П. К характеристике фациальных типов пород кольчугинской свиты Кузбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.

Феофилова А. П. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донбасса.— В сб.: Памяти акад. П. И. Степанова. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Энгельгарт У. Поровое пространство осадочных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1964.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
7.V.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 553.91.93.947

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ РЯД УГЛЕЙ ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА

Л. А. БОГДАНОВА

Угли Тунгусского бассейна изменялись от длиннопламенной до антрацитовой стадии с такой же последовательностью как и угли метаморфического ряда в Донбассе. Метаантрациты, субграфиты и графиты завершают этот ряд.

Тунгусский бассейн платформенного типа, но в его пределах распространены не только низкометаморфизованные, но и каменные угли всех стадий метаморфизма, а также графиты. Угленосная толща верхнего палеозоя в бассейне имеет мощность 200—1700 *м* и почти повсеместно перекрывается туфогенными отложениями триаса мощностью до 2000 *м*. Особенность геологии бассейна — присутствие магматических пород пермо-триаса, которые в виде тел различной формы и величины пронизывают угленосные осадки.

По мнению Н. Н. Урванцева и его последователей, ведущая роль в метаморфизме углей принадлежит трапповому магматизму (Урванцев, 1931; Веннер, Урванцев, 1961; Шорохов, 1933; Яковлев, 1963, и др.). Н. Н. Урванцев выделяет региональный термальный и контактовый термальный метаморфизм. Региональный термальный метаморфизм углей происходил при внедрении полого секущих интрузий в осадочную толщу одновременно или незначительно позже эффузивного излияния и в результате прогрева вмещающих пород в среднем до температуры 200—300°. Эффузивный покров способствовал сохранению определенного температурного режима внутри толщи. Контактовый термальный метаморфизм происходил под влиянием отдельных секущих тел, пришедших в непосредственный контакт с угольным пластом. Угли контактового термального (или контактового) метаморфизма в большинстве своем резко отличаются от углей регионального метаморфизма (Богданова, 1965). В данной статье они не рассматриваются.

Угли регионального термального метаморфизма (в отличие от контактовых их можно назвать углями термального метаморфизма) по целому ряду признаков близки к углям регионального метаморфизма. К углям термального типа метаморфизма отнесены все те угли, которые метаморфизованы под влиянием тепла интрузий, отделенных от угольных пластов прослоями пород. Чем больше плотность пород, тем более равномерно проявляется метаморфизм углей.

Трудно определить степень проявления региональных и термальных факторов, столь же трудно провести границу между углями регионального и термального типов метаморфизма. Принимая во внимание платформенный тип бассейна и короткий отрезок геологического времени, следует предположить, что к моменту интенсивного проявления магматизма угли находились не более чем на ранней буроугольной стадии углеобразования. В условиях влияния тепла интрузий диагенез в корот-

кое время сменился метаморфизмом углей до стадий, обусловленных активностью магматической деятельности в том или ином районе. В областях с отсутствием интрузий или незначительным их проявлением метаморфизм углей происходил под влиянием региональных факторов и поднялся до стадий, вероятно, не более длиннопламенных. Вследствие прогрева магматических очагов общий геотермический градиент угленосной толщи в ряде районов бассейна был повышен («термический» метаморфизм, по И. К. Яковлеву, 1963, или «геотермический», по А. К. Матвееву и Ю. Р. Мазору, 1965), вследствие чего региональный метаморфизм углей мог подняться до газовой и даже жирной стадий.

Региональный метаморфизм протекал до внедрения интрузий и после него. Вероятно, в бассейне есть такие угли (до жирной стадии включительно), которые испытали взаимное наложение региональных факторов и тепла магматических тел. В целом же угли регионального и термального типов метаморфизма образуют единый ряд с постепенным переходом от жирной к более высоким стадиям. В ряду метаморфизма в пределах каждой стадии угли различаются по вещественному составу (Сарбеева, 1960; Александров, Фролов, 1962; Лущихин, 1968; Богданова, 1963, 1965; Быкадорова 1965, и др.).

В данной статье охарактеризованы химико-петрографические свойства углей всех стадий единого ряда регионального и термального типов метаморфизма в сравнении с такими же свойствами углей Донбасса.

Петрографические свойства углей разных стадий метаморфизма. В метаморфической гамме углей Тунгусского бассейна различаются восемь стадий: длиннопламенные (Д), газовые (Г), жирные (Ж), коксовые (К), отощенно-спекающиеся (ОС), тощие (Т), полуантрацитовые (ПА), антрациты (А). Кроме того, выделяются графит (Гр) как конечный продукт метаморфизма углей и переходные разности между антрацитом и графитом: метаантрацит (МА) и субграфит (СГр).

На каждой стадии угли и слагающие их компоненты обладают определенными петрографическими признаками.

Внешний вид углей. Гелитолиты черные в пределах стадий Д—ОС, на стадии Т у некоторых из них появляется слабый серый оттенок; на стадии ПА все угли имеют серый оттенок, который усиливается в направлении к графитам. Цвет черты у углей Д буровато-черный, чертят они твердо; на стадиях Г—ОС угли имеют твердую черную черту; у углей Т и ПА черта твердая серо-черная; антрациты и метаантрациты оставляют мягкую густо-черную черту; субграфиты и графиты имеют мягкую серую черту не только на фарфоровой пластинке, но и на бумаге.

Блеск гелитолитов меняется от смоляного на стадиях Д и Г к стеклянному на стадиях Ж, К, ОС, затем алмазному у углей Т и ПА до металлического на стадиях А, МА, СГр, Ср. Гелитолиты на стадиях Д и Г сравнительно крепкие, на стадиях Ж, К, ОС хрупкие, а на стадиях Т, ПА, А, МА, СГр и Гр очень крепкие. Эндогенная трещиноватость у гелитолитов стадии Д и Г редкая, через 2—8 *см*, а на стадиях Ж, К максимальная — через 0,2—0,4 *см*, на стадиях ОС—0,2—1 *см*, у тощих 2—3 *см*, а у более метаморфизованных углей и графитов эндогенные трещины редки. Фюзиниты отличаются от гелитолитов меньшим блеском, более интенсивным серым оттенком, они более крепкие, трещины эндокливажа у них редкие.

Структура тунгусских углей определяется количеством и величиной включений блестящих линз витрена и матовых линз фюзена в слитную, зернистую или волокнистую угольную массу или чередованием слойков с различным блеском и разной структурой. Она различается на всех стадиях вплоть до графитов, но их различия резко падают на антрацитовой и более высоких стадиях.

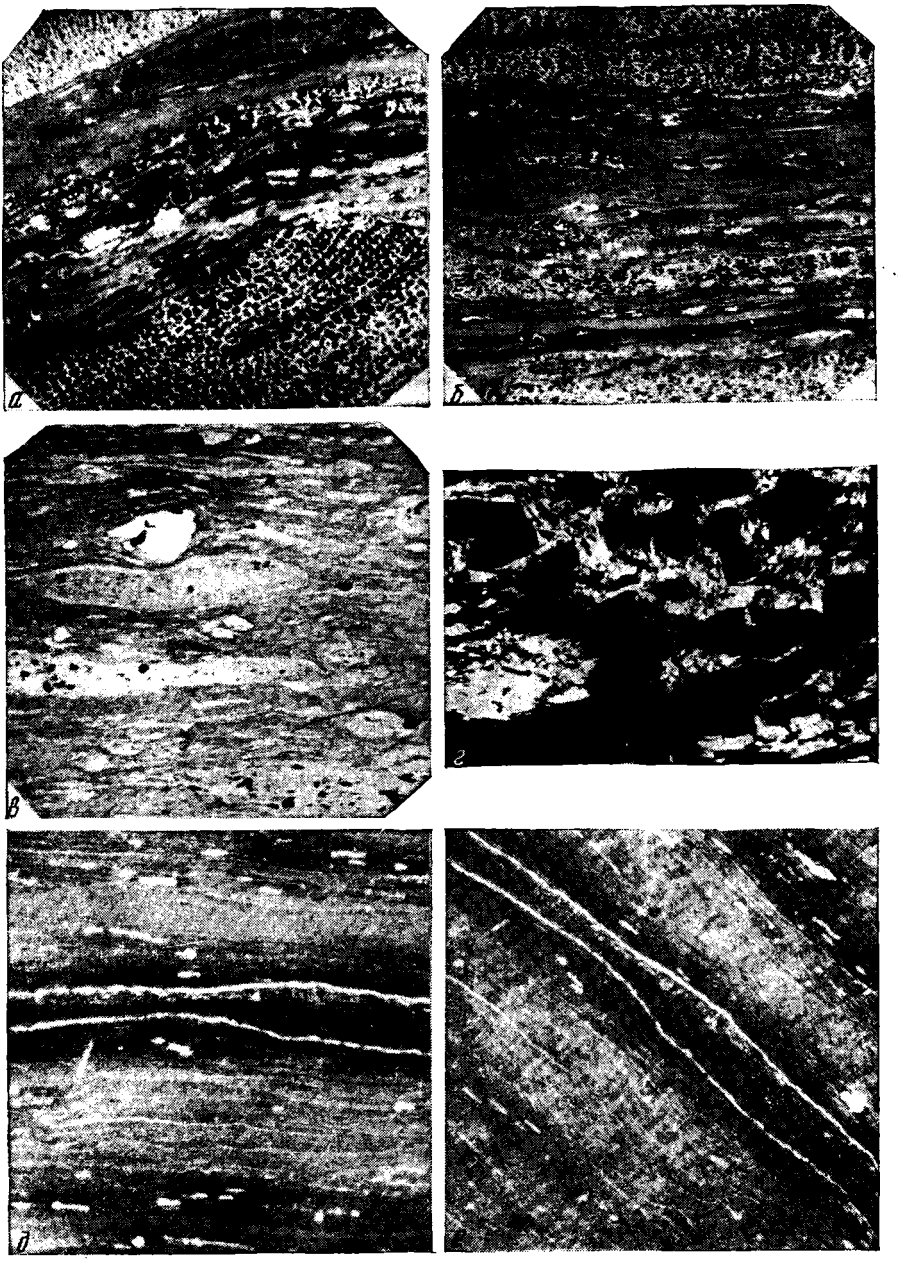


Таблица I.

а — микроструктура фюзита (дюренового угля) стадии Д, отраженный свет с иммерсией, без анализатора, ×120, р. Ангара у о. Бурмакина (обр. 72/2), C_{2-3}; *б* — микроструктура фюзитита (кларено-дюренового угля) стадии Д, отраженный свет с иммерсией, без анализатора, ×120, р. Ангара у о. Бурмакина, C_{2-3}; *в* — микроструктура гелита (кларенового угля) стадии К, отраженный свет с иммерсией, без анализатора, ×120, р. Бахта (кадр 355), P_1; *г* — микроструктура субграфита, отраженный свет с иммерсией, николи+, ×250, видны поры в витрините, по стенкам трещин каемки графита в положении погасания, р. Курейка (кадр 316), P_1; *д* — микроструктура гелитита (дюрено-кларенового угля) стадии Д, в центре видна кутикула, оконтуривающая β-семифюзинит, проходящий свет, без анализатора, ×120, р. Котуй (обр. 4862), P; *е* — тот же объект при скрещенных николях

Особенность внешнего вида тунгусских углей — серый оттенок, появляющийся на стадии ПА или даже Т, металлический свинцовый блеск на стадиях ПА и А в сравнении с золотистым у донецких антрацитов. У высоко метаморфизованных углей блеск более интенсивно проявляется на плоскостях наслоения, чем на свежем изломе; графит обладает блеском на плоскостях наслоения и экзокливажа, а в изломе он почти матовый.

Графит, образовавшийся из гелитолита, более однородный и мягкий, чем графит из фюзенолита. Помимо состава исходного угля, на качество графита влияет обогащенность его минеральными примесями. Мягкий чистый графит образуется в том случае, когда между углем и интрузией залегают плотные глинистые, базальтовые или диабазовые породы. Такой графит менее раздроблен, имеет столбчатую отдельность.

Оптические свойства микрокомпонентов и различимость микроструктуры углей. *Длиннопламенные угли* (Д) (табл. I, *а*, *б*, *д*, *е*). Микроструктура углей очень хорошо различается в шлифах. Микроспоринит и кутинит светло-желтые, широкие. Макроспоринит различный по форме и цвету. Большая часть макроспор желтые, тонкие, с ровными краями, бесструктурные, до 2,5 *мм* в диаметре; другие — более темные, оранжевые, с бугорчатой скульптурой и меньшего размера. Водоросли (альгинит) имеют светло-желтый цвет и отчетливое ячеистое строение. Витриниты оранжевые с красным и коричневым оттенком, хорошо различимой растительной структурой. В растительной массе видны остатки стеблевых, паренхимных, коровых (феллинит) тканей и тканей органов спороношения. Семифюзиниты коричневые, с хорошо видимой структурой. Фюзиниты двух видов: одни черные и непрозрачные, другие темно-серые в тонком срезе, с растительной структурой. Графитинит (Богданова, 1965) в углях Д встречается редко. В толстом срезе он не отличается от фюзинита, а в очень тонком плеохроирует от светло-серого (почти бесцветный) до темно-серого цвета.

При скрещенных николях липоидинит, витринит и альгинит поляризуют свет слабо, в серовато-желтых и серовато-оранжевых тонах. У α- и β-витринита, вследствие неоднородности и неодинаковой оптической ориентировки вещества полостей и стенок клеток— пятнистое проявление анизотропии. γ-витринит различен: у одних фрагментов наблюдается отчетливо структура и полное одновременное просветление; другие гаснут неполностью, вещества стенок клеток и клеточных полостей имеют разную оптическую ориентировку, у многих витринитов появляется «вторичная» структура.

В отраженном свете видны все микрокомпоненты, но структура различается только у некоторых из них. Альгинит, микроспоринит и кутинит темно-серые, с высоким рельефом, широкие. У макроспоринита одни компоненты такого же цвета, как микроспоринит, другие светлые. Витриниты темно-серые. Структура γ-витринита выявляется редко, α- и β-витриниты видны вследствие рельефного проявления их структуры. Семифюзинит несколько светлее витринита, с повышенным рельефом и отчетливо выраженной структурой. Фюзиниты представлены двумя разновидностями: одни белые и серо-белые с высоким рельефом; другие белые, с невысоким рельефом и γ-структурой. Графинитит двуотражает от темно-серого до ярко-белого, имеет невысокий рельеф. При скрещенных николях все микрокомпоненты изотропны, за исключением графитинита.

Отражательная способность витринита на стадии Д: $R^0_{max}=0{,}47—0{,}54$; $R^0_{min}=0{,}42—0{,}49$; $\Delta R=0{,}07—0{,}13$. Показатель преломления витринита —1,74.

Газовые угли (Г). Свойства микрокомпонентов углей стадии Г и углей стадии Д мало чем различаются. В шлифе липоидиниты имеют

несколько более густые оттенки желтого цвета; в аншлифе витриниты и липоидиниты немного светлее. Для витринита $R^0_{max}=0{,}70—0{,}89$; $R^0_{min}=0{,}58—0{,}78$; $\Delta R=0{,}10—0{,}22$. Показатель преломления — 1,8.

Жирные угли (Ж). Состав и структура микрокомпонентов этих углей лучше выявляются в проходящем свете, чем в отраженном. Липоидиниты в большинстве своем оранжевые или красновато-оранжевые, несколько тоньше, чем на газовой стадии, что особенно заметно на микроспорините. Витриниты красновато-оранжевые, структура большинства из них четкая, но некоторые из γ-витринитов выявляются только при скрещенных николях. При скрещенных николях липоидиниты отчетливо анизотропны, цвета их оранжевые и серовато-оранжевые. Многие из них гаснут под косым углом. Витриниты имеют такие же цвета интерференции, как их собственный цвет при одном николе. У α- и β-нитринита пятнистое проявление анизотропии и нередко более яркие цвета, чем у Δ-витринита; γ- и Δ-витриниты часто со «вторичной» структурой; среди γ-витринитов есть разновидности с полным и неполным погасанием. Нередко в жирных углях наблюдается резко неодинаковая степень анизотропности гелифицированных компонентов.

В отраженном свете липоидинит густо-серый, тонкий, немного темнее витринита, без рельефа. Витриниты серые, некоторые из них выделяются рельефностью структуры или разными оттенками цвета клеточных полостей и стенок клеток. Семифюзинит и фюзинит выглядят так же, как и в углях Д. В углях Ж имеются единичные остатки макроспор и кутикулы, которые ведут себя в проходящем и отраженном свете одни как семифюзинит, а другие как графитинит. При скрещенных николях в отраженном свете все компоненты изотропны, кроме графитинита. Отражательная способность витринита: $R^0_{max}=0{,}93—1{,}09$; $R^0_{min}=0{,}75—0{,}94$; $\Delta R=$ $=0{,}09—0{,}29$. Показатель преломления — 1,8—1,81.

Коксовые угли (К) (табл. I, *в*). Микроструктура коксовых углей лучше видна в шлифе, чем в аншлифе. По цвету микроспоринита среди них различаются две подстадии: $К_н$ и $К_в$. На подстадии $К_н$ микроспоринит в проходящем свете бледно-красный, а в отраженном —серый, в виде тонких штрихов, едва заметно темнее витринита. На подстадии $К_в$ микроспоринит в проходящем свете красный, обычно не отличается от витринита, но при скрещенных николях выделяется более ярким цветом; в отраженном свете не виден. Большая же часть липоидных компонентов не отличается от витринита, некоторые имеют в проходящем свете коричневый цвет, а при скрещенных николях в проходящем и отраженном свете ведут себя одни как семифюзинит, а другие как графитинит.

Витриниты оранжево-красные, более плотные, чем на стадии Ж, структура их выявляется слабо. При скрещенных николях имеют более яркие оттенки того же цвета, что и при одном николе. Сохраняются те же особенности анизотропии структурных компонентов, которые отмечены на более низких стадиях. Семифюзиниты коричневые и темно-коричневые при одном николе, при скрещенных николях красно-коричневые. В отраженном свете витриниты светло-серые, у некоторых из них выявляется структура; семифюзиниты и фюзиниты видны более четко, чем в проходящем свете. У витринита $R^0_{max}=1{,}22—1{,}49$; $R^0_{min}=1{,}0—1{,}16$; $\Delta R=0{,}12—0{,}31$; показатель преломления —1,8—1,85. В отраженном свете при скрещенных николях анизотропны отдельные структурные витриниты и сильно анизотропен графитинит.

Отощенно-спекающиеся угли (ОС). В сравнении с углями К угли ОС в проходящем свете выглядят более плотными; структура витринитов различается слабо; липоидиниты не видны или к ним условно относятся коричневые компоненты, по форме напоминающие кутинит или микроспоринит, а по свойствам близкие семифюзиниту и графитиниту. При скрещенных николях петрографический состав углей выявляется несколько лучше, чем при одном николе, витриниты становятся более яркими.

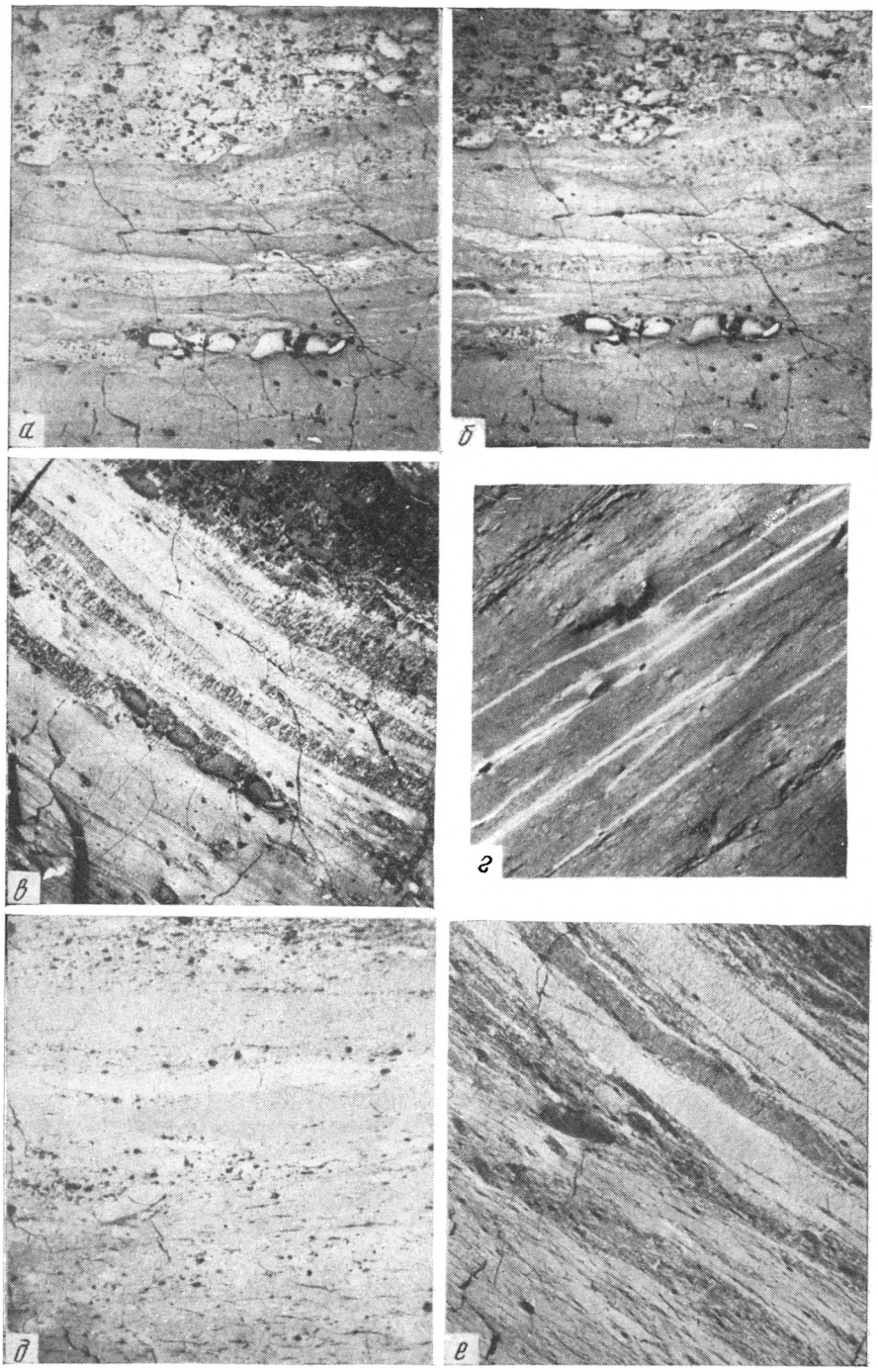


Таблица II.

а — микроструктура гелитита (дюрено-кларенового угля) стадии Т, отраженный свет с иммерсией, без анализатора, ×90, положение потемнения витринита, месторождение Кайеркан, пласт IX (кадр 308); P_1; *б* — тот же объект при посветлении витринита; *в* — тот же объект при скрещенных николях, видна неодинаковая степень анизотропии витринита; *г* — кутинит с большей степенью анизотропии, чем витринит в гелите стадии Т, отраженный свет с иммерсией, николи+, ×250, р. Учами, P_2; *д* — микроструктура гелитита (дюрено-кларенового угля) стадии A_B, отраженный свет с иммерсией, без анализатора, ×110, район р. Фокиной, P_2; *е* — тот же объект при скрещенных николях, четко видна структура рельефного витринита

В отраженном свете на стадии ОС, больше чем на любой другой, наблюдается сглаживание различий в оттенках цвета и рельефе между витринитом, семифюзинитом и фюзинитом. Витриниты светло-серые, семифюзиниты несколько светлее, фюзиниты по-прежнему представлены двумя разновидностями. При скрещенных николях слабо проявляется анизотропность витринитов, но не у всех одинаково интенсивно, выявляется растительная и «вторичная» структуры витринитов; просветляются отдельные из кутинитов, сильно анизотропен графитинит, количество которого достигает 1%.

Отражательная способность витринита: $R^0_{max}=1{,}4—1{,}98$; $R^0_{min}=1{,}17—1{,}5$; $\Delta R=0{,}1—0{,}4$; показатель преломления —1,83—1,87.

Тощие угли (Т) (табл. II, *а—г*). Петрографический состав гелитолитов лучше определяется в шлифе, фюзенолитов — в аншлифе. В проходящем свете витриниты коричневато-красные, у некоторых из них слабо выявляется структура; семифюзиниты коричневые или непрозрачные. При скрещенных николях витриниты яркие желто-красные и коричнево-красные, различается их растительная структура. Семифюзинит красно-коричневый. Липоидинит не виден.

В отраженном свете витриниты двуотражают в светло-серых тонах, что заметно при визуальном наблюдении. Это существенное отличие углей Т от углей ОС. Состав компонентов лучше различается в положении потемнения витринита. При просветлении витринита семифюзинит на его фоне выделяется только по структурным особенностям. Фюзинит при любом положении препарата наиболее светлый, выделяется по структуре и рельефу. При скрещенных николях витриниты серовато-белые, видна их растительная и «вторичная» структуры. В большинстве тунгусских тощих углей отчетливо проявляется неодинаковая степень анизотропии всех витринитов (см. табл. II, *а—в*). Семифюзиниты слабо просветляются или изотропны. Есть единичные остатки кутикулы, по свойствам близкие одни семифюзиниту, другие графитиниту. Графитинит в углях Т, особенно в фюзенолитах, встречается часто (до 2%). У витринитов $R^0_{max}=2{,}02—2{,}84$; $R^0_{min}=1{,}4—1{,}94$; $\Delta R=0{,}16—0{,}4$; показатель преломления — 1,86—1,9.

Полуантрациты (ПА). Петрографический состав полуантрацитов лучше определяется в аншлифе. В проходящем свете витриниты плеохроируют от светлых до темных красно-коричневых тонов, структура видна только у отдельных компонентов. Семифюзиниты серо-коричневые или непрозрачные. При скрещенных николях прозрачная площадь увеличивается, витриниты становятся более яркими, различается их растительная структура; семифюзинит коричневый.

В отраженном свете витриниты полуантрацитов обладают большим двупреломлением, благодаря чему и структура угля в целом различается при одном и скрещенных николях лучше, чем у тощих углей. У витринита $R^0_{max}=2{,}84—3{,}55$; $R^0_{min}=1{,}75—2{,}5$; $\Delta R=0{,}33—0{,}44$; показатель преломления — 2.

Антрациты (А) (табл. II, *д, е*; табл. III, *д—ж*). Шлиф из антрацита часто прозрачен только в тонких краях. Витриниты плеохроируют на низкой подстадии от желто-коричневого до темного серо-коричневого, на высокой подстадии от желто-серого до темно-серого цвета, структура их не различается. Семифюзинит серый или непрозрачный. При скрещенных николях прозрачная площадь шлифа увеличивается, витриниты становятся желто-белыми, иногда видна их структура; семифюзиниты серые и светло-серые; фюзиниты изотропны. Липоидиниты не установлены.

В аншлифах по степени анизотропности витринитов антрациты разделяются на несколько подстадий. Однако по выветрелым пробам, которые сопровождаются неточными химическими показателями, это делать нецелесообразно. На данном этапе исследования можно ограничиться только двумя подстадиями: $А_н$ и $А_в$. На низкой подстадии вит-

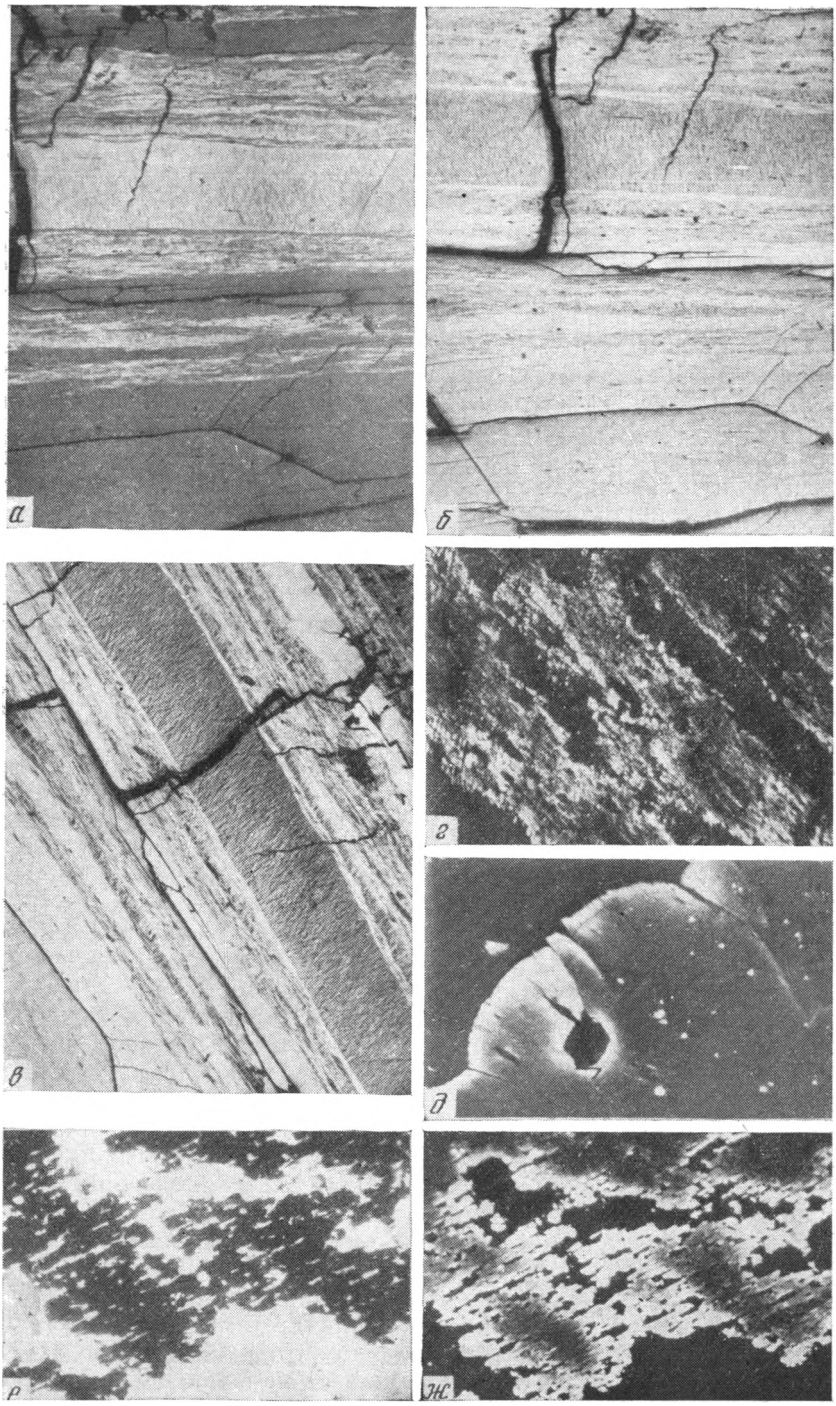


Таблица III.

а — микроструктура гелитита (дюрено-кларенового угля) стадии метаантрацита (МА), отраженный свет с иммерсией, без анализатора, ×100, положение потемнения витринита, витринит темнее семифюзинита (мелкие белые линзочки), видны крупные линзы β-витринита (верхняя половина фотографии) и Δ-витринита (внизу), р. Фокина (кадр 288), P_1; *б* — тот же объект, положение просветления витринита без анализатора; *в* — тот же объект при скрещенных николях β-витринит просветляется неполностью вследствие неодинаковой оптической ориентировки полостей и стенок клеток; *г* — графит в проходящем свете с иммерсией, николи +, ×500, Норильский район, гора Рудная, P_2; *д* — витринит стадии А в проходящем свете, николи +, ×250, Норильский район, гора Рудная, P_2; *е* — витринит стадии А в проходящем свете, без анализатора, ×150, р. Фокина, P_2; *ж* — тот же объект в проходящем свете при скрещенных николях

риниты четко двуотражают от светло-серого до серовато-белого, а на высокой — от серого до белого цвета. Широкая гамма серо-белых тонов, разная оптическая ориентировка вещества клеточных полостей и стенок клеток, неодинаково интенсивное двуотражение у разных витринитов подчеркивают структуру и очертания компонентов. При скрещенных николях все витриниты отчетливо, но неодинаково интенсивно анизотропны, видна их структура. Семифюзинит при одном николе выделяется по структуре и очень слабому двуотражению. Фюзинит при одном николе темнее витринита, а при скрещенных — изотропен. Графитинита в антрацитах много, до 2%, он все еще отличается от витринита большим двупреломлением. У витринитов $R^0_{max}=4{,}03—7{,}31$; $R^0_{min}=1{,}03—3{,}24$; $\Delta R=0{,}3—0{,}79$. У графитинита $R^0_{max}=10{,}67$; $R^0_{min}=0{,}6$; $\Delta R=0{,}93$.

Метаантрациты (МА) (табл. III, *а—в*). Шлифы из них не изготовлялись. В аншлифе метаантрацит отличается от антрацита еще большим двупреломлением витринита. Витриниты двуотражают от темно-серого до ярко-белого цвета. Исключительно большой диапазон серо-белых тонов позволяет выявить все тонкости структуры компонентов. Семифюзинит слабо двуотражает, фюзинит при просветлении витринита выглядит менее ярким, цвет не меняет.

При скрещенных николях витриниты имеют яркий эффект анизотропии и широкий диапазон степени анизотропии; семифюзинит светло-серый; фюзинит почти изотропен. Графитинит очень близок по оптическим свойствам витриниту. В витринитах иногда видны ореолы анизотропии, волнистое погасание, редкие поры. У витринитов $R^0_{max}=8{,}93—11{,}8$; $R^0_{min}=0{,}57—1{,}95$; $\Delta R=0{,}77—0{,}93$.

Субграфиты (СГр) (табл. I, *г*). Для микроструктуры субграфита характерна частичная графитизация органического вещества. Состав его лучше различается в отраженном свете при одном николе, чем при скрещенных. Часть витринитов, особенно структурные, раскристаллизована, состоит из мельчайших чешуек графита. Полусферические натечные формы графита образованы вокруг семифюзинитов и фюзинитов, внутри их клеточных полостей. По стенкам трещин видны широкие, до 0,008 *мм*, многочисленные корочки графита. Поры полые. Очевидно, в полостях клеток α-фюзинита и по стенкам трещин графит образовался в результате возгона и последующей конденсации части органического вещества, тогда как давление газов внутри пор не способствовало образованию там графита. Иногда между компонентами видны крупные, до 0,01 *мм*, волокнистые кристаллы графита. Семифюзинит слабо анизотропен, фюзинит изотропен или с незначительным проявлением анизотропии, но их свойства часто маскируются вкраплениями графита.

При скрещенных николях субграфит представляет собой пеструю и неясную картину: пятнистое и волнистое погасание витринитов, их пористость и неодновременное погасание кристалликов графита затушевывают общую картину структуры угля.

Отражательная способность нераскристаллизованного витринита субграфитов: $R^0_{max}=8{,}0—13{,}63$; $R^0_{min}=0{,}7—1{,}52$; $\Delta R=0{,}88—0{,}91$.

Графиты (Гр) (табл. III, *г*). В отраженном свете с иммерсией видно, что наиболее чистая от минеральных примесей графитовая порода состоит из очень мелкопятнистой слабо двуотражающей массы. Мелкие пятна представляют собой чешуйки графита не более 0,002 *мм* в диаметре. Неодинаковая оптическая ориентировка чешуек обусловливает неодновременное их просветление и слабое общее двуотражение. Следствие этого — неяркий эффект анизотропии графитовой массы при скрещенных николях. Фюзиниты выглядят при одном поляризаторе серо-белой тонкозернистой изотропной массой с нечеткой формой округлых тел или структурой растительной ткани. Графитовая масса пронизана тонкими трещинками, заполненными друзами кристаллов графита.

В шлифе графит прозрачен только в тонких краях. Чешуйки графита плеохроируют от зеленовато-темно-серого цвета до светло-серого (почти бесцветны). При скрещенных николях прозрачная площадь намного увеличивается, графитовая масса имеет яркий жемчужно-белый цвет интерференции. Погасание ее тонкопятнистое. У чешуйчатой массы $R^0_{max}=4{,}6—6$; $R^0_{min}=2{,}78—5{,}7$; $\Delta R=0{,}39$. У столбчатых и сферических кристаллов по трещинам $R^0_{max}=6{,}0—9$; $R^0_{min}=1—2{,}3$; $\Delta R=0{,}62—0{,}9$. У забайкальского крупнокристаллического графита из пегматитовой жилы $R^0_{max}=12$; $R^0_{min}=0{,}22$; $\Delta R=0{,}98$ (приведено для сравнения). Кристаллики тунгусского графита очень малы, и в замеряемом участке их несколько, разно ориентированных.

Как следует из изложенного выше, оптические свойства групп микрокомпонентов тунгусских углей различны и неодинаково интенсивно изменяются при метаморфизме. Как и в углях Донбасса, наибольшему изменению подвержены липоидиниты и витриниты, слабо изменяются семифюзиниты и еще слабее фюзиниты.

Различие в изменении свойств микрокомпонентов наблюдается не только между группами, но и внутри групп, что, вероятно, обусловлено разнообразием исходного материала, степенью его окисленности и условиями диагенеза. Из липоидинитов одни ассимилируются витринитом, другие по свойствам сравниваются с ним, третьи по своему «созреванию» опережают витринит и становятся более анизотропными, четвертые отстают от него и сравниваются с фюзинитом.

Витриниты крайне разнообразны по своим оптическим свойствам. Это прослеживается по всем стадиям, но наиболее отчетливо заметно в жирных и тощих углях, т. е. в начале четкого проявления анизотропии в проходящем (Ж) и отраженном (Т) свете. Неодинаковые свойства витринитов наблюдаются и в донецких углях, но не так ярко, как в тунгусских. Анизотропность тунгусских витринитов нередко может быть настолько различна, что в одном аншлифе их по метаморфизованности можно отнести к двум различным стадиям. Чаще наиболее анизотропны структурные ткани. Причина такой дифференциации — по-видимому, не только большее разнообразие исходного материала тунгусских углей, но и иные условия их метаморфизма в сравнении с донецкими углями. Следует сказать, что в одновозрастных углях Кузбасса не удавалось еще наблюдать такого диапазона свойств витринитов. Возможно, термальный метаморфизм способствовал большему проявлению индивидуальных свойств микрокомпонентов, чем региональный. Следует отметить также, что в условиях контактового метаморфизма подобной дифференциации компонентов не наблюдается.

Различие в свойствах витринитов тунгусских углей Н. М. Крылова (Сарбеева, Крылова, 1968) объясняет как явление «оптических напряжений, или аномалий», возникающих у контакта витринитов с «твердыми» фюзинитами. На наш взгляд, эти явления различного порядка.

Оптические аномалии, или ореолы оптической анизотропии, наблюдаются в витрините на контакте с «жесткими» телами и являются следствием повышенной уплотненности и нарушения ориентировки оптической оси вещества. Такого же порядка ореолы наблюдаются вдоль трещин экзокливажа (часто встречаются в якутских углях), и возникают они, вероятно, при условии, когда гелифицированное вещество в момент образования трещин находится в достаточно пластическом состоянии. Явление дифференциации гелифицированных компонентов по оптическим свойствам имеет иные причины. Оно обусловлено различным восприятием факторов диагенеза и метаморфизма у разного исходного растительного материала. Появление в углях графитинита, вероятно, следует рассматривать как крайнее выражение неравномерности метаморфизма органического материала. При исследовании углей с целью определения

Химические показатели углей (гелитолитов) различных стадий метаморфизма по невыветрелым пробам

Стадия метаморфизма	Тип выработки	№ образца	Местонахождение	W^a, %	A^c, %	$S^c_{общ}$, %	$V_г$, %	$C^г$, %	$H^г$, %	$O^г_2$, %	$Q^г_б$, ккал/кг	Удельный вес	X, мм	У, мм
Д	Обнажение	4880	На р. Котуй, пласт Средний	8,00	3,10	0,30	44,30	77,54	5,81	14,25	7590	1,35	—	—
	То же	4888	Там же	7,90	3,70	0,50	44,60	77,56	5,80	14,29	7600	1,35	—	—
	Шахта	4892	Кокуйское месторождение на р. Котуй, пласт Средний	7,40	3,40	0,40	44,90	77,11	5,71	15,14	—	1,35	—	—
	То же	4904	Там же	8,10	5,40	0,40	43,50	77,45	5,51	14,80	—	1,36	—	—
Г	Скв. 204	—	Плато Имангда, пласт 0	7,52	13,31	0,32	44,37	76,05	4,47	15,24	7120	—	—	—
	Скв. 208		Там же, пласт I	1,80	—	—	33,20	83,90	5,30	—	8320	—	—	—
	То же		» »	0,80	—	—	35,60	84,40	4,80	—	8210	—	—	—
Ж	Скв. КЗ-18		Плато Хараелах, пласт I	0,46	10,28	0,50	27,65	—	—	—	8577	—	32	10
	То же		Там же	0,47	10,73	0,44	28,25	—	—	—	8520	—	33	8
	Скв. 204	—	Плато Имангда, пласт I	1,00	25,62	0,28	33,01	83,12	4,60	10,50	8661	—	48	8
	Скв. 212		Там же, пласт VIII	0,87	15,87	0,50	35,87	85,05	5,20	6,58	8419	—	—	—
	Скв. 209		» » пласт IX	1,35	7,57	0,92	25,56	87,40	4,40	5,54	8485	—	—	—
	То же		» » пласт X	0,69	13,97	0,72	30,78	84,33	5,10	8,62	8062	—	—	—
К	Скв. КЗ-18		Плато Хараелах, пласт IX	0,56	10,93	0,25	24,12	—	—	—	8205	—	20	0
	Шахта 24		Гора Надежда, пласт I	0,92	7,51	0,52	24,17	87,25	5,06	7,16	8496	—	—	—
	Шахта 15		Гора Шмидта, пласт I	0,90	9,30	0,70	23,60	90,70	5,10	4,00	8848	—	—	—
		321	Там же, пласт V	1,02	7,14	1,25	23,11	87,68	4,89	6,08	8596	—	—	—
		1084	» » пласт I	4,19	10,59	2,03	27,43	83,03	4,60	10,34	—	—	—	—
	Скважина	366	Месторождение Кайеркан, пласт 0	0,59	7,44	0,61	22,78	88,72	4,86	5,81	—	—	—	—
	Скв. 361		Там же, пласт 0	0,52	24,47	0,41	23,59	—	—	—	8253	—	—	—
ОС	Шахта	93	Гора Надежда, пласт VI, концентр. витрена	1,03	3,77	—	20,80	89,03	4,88	—	—	—	—	—
	То же	93	Там же, концентр. фюзена	1,51	12,92	—	11,60	92,80	3,20	—	—	—	—	—
		455	Месторождение Кайеркан, пласт III	0,91	7,74	0,43	19,34	89,31	4,69	5,57	—	—	—	—
	Скв. 361		Там же	0,60	—	—	21,50	88,30	4,00	—	8300	—	—	—
Т	Шахта		Месторождение Кайеркан, пласт IX	0,90	—	—	17,30	88,70	3,60	—	8100	—	—	—
	То же		Там же	1,70	—	—	14,00	87,60	3,90	—	8330	1,41	—	—
ПА	» »	545	Ногинское месторождение, пласт IV	3,69	3,78	0,90	11,08	87,49	2,98	8,61	7848	—	—	—
А	» »	800	Гора Рудная, пласт I	0,64	24,58	0,16	8,36	95,61	1,88	1,83	—	—	—	—
	» »	804	Там же	0,68	24,47	4,95	6,92	92,95	1,13	4,89	—	—	—	—
	» »	805	» »	0,75	37,85	2,15	5,30	94,80	1,69	2,45	—	—	—	—
МА	Скв. 1-К	7000	Река Нижняя Тунгусска, Большой порог	2,51	18,47	0,06	5,25	92,00	0,73	7,21	—	—	—	—
Гр	Шахта	807	Гора Рудная	0,01	2,36	—	2,83	98,07	0,48	—	—	2,04	—	—

Анализы углей стадии Д выполнены О. И. Гавриловой, остальные — Лабораторией Ленэнерго.

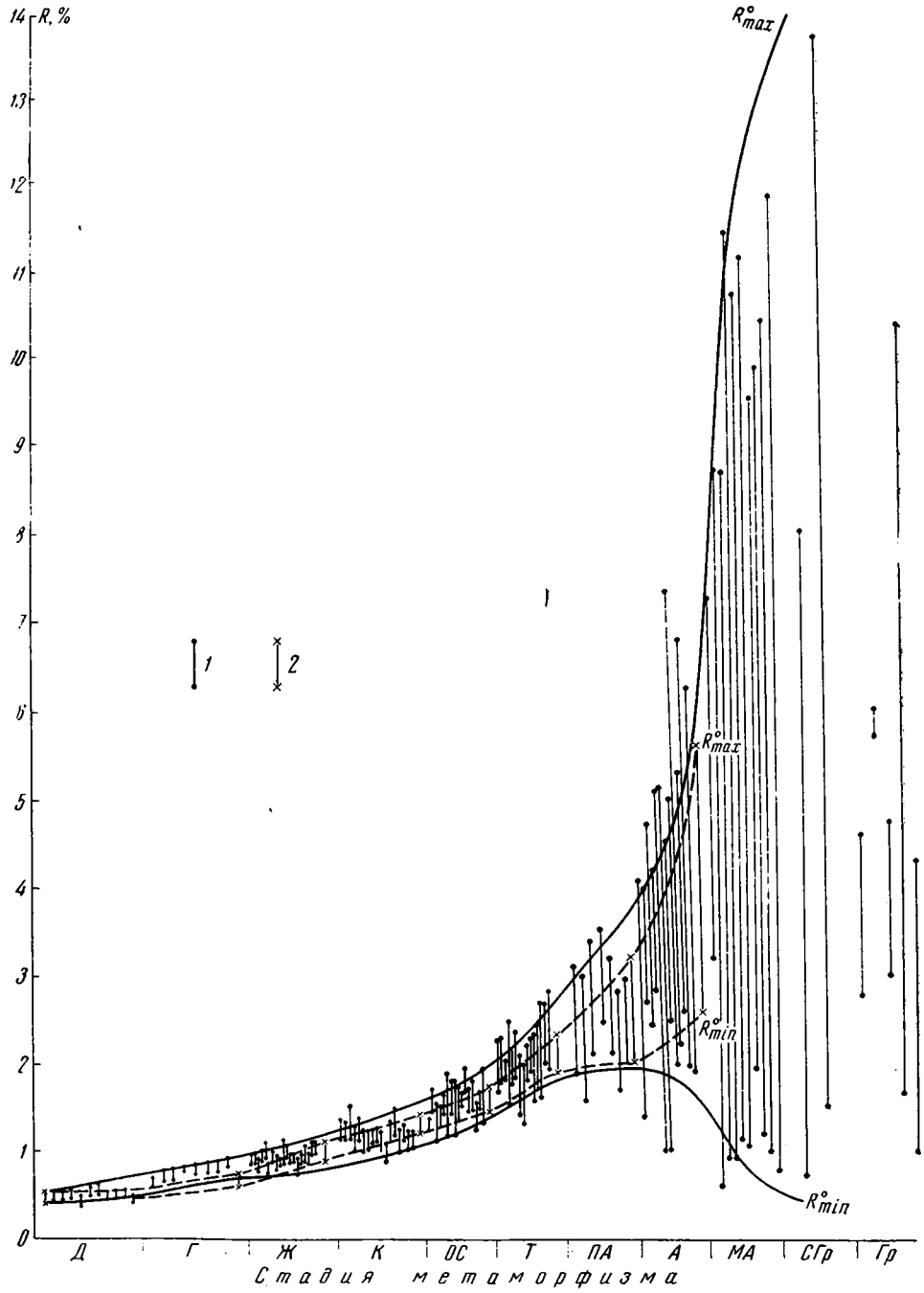


График изменения отражательной способности витринита метаморфического ряда углей Тунгусского бассейна

1 — диапазон между R^0_{max} и R^0_{min} витринита тунгусских углей; *2* — диапазон между R^0_{max} и R^0_{min} витринита донецких углей, по Л. И. Сарбеевой

их степени метаморфизма в каждом конкретном объекте выбираются наиболее типичные витриниты.

Изменение витринитов является определяющим для изменения углей в целом. При метаморфизме происходит непрерывное молекулярное упорядочение этого вещества вплоть до образования кристаллов графита, вследствие чего меняются его оптические свойства. При этом витринит остается все время прозрачным, но с увеличением плотности степень прозрачности его уменьшается. Непрерывно увеличивается его сила двупреломления. Визуально в поляризованном проходящем свете двупреломление обнаруживается со стадии ПА в плеохроизме, а при скрещенных николях — в усилении яркости цвета интерференции непрерывно в пределах стадий Д — Гр. В поляризованном отраженном свете оно проявляется в двуотражении, начиная со стадии Т, а при скрещенных николях — в эффекте анизотропии со стадии ОС.

Изменение показателей отражательной способности по стадиям метаморфизма приведено на фигуре.

Показатель преломления витринита тунгусских углей изменяется от 1,74 на стадии Д до 2 на стадии ПА. По сравнению с тем же показателем углей регионального метаморфизма (Жемчужников, Гинзбург, 1960) он несколько отстает по абсолютной величине от стадии К.

Во ВСЕГЕИ Ю. С. Дьяконов выполнил рентгеновскую съемку гелитовых углей разных стадий метаморфизма из Тунгусского и Донецкого бассейнов. Рентгенограммы получены на дифрактометре УРС-50и, на отфильтрованном медном излучении. Получены данные угловой полуширины полосы 002, которая указывает на меру упорядоченности молекулярной структуры углей. С увеличением степени метаморфизма величина угловой полуширины у тунгусских углей уменьшается от 15° на стадии Д (8°, 6° на стадии К, 5° на стадиях Т и А, 2° на стадии МА) до 1° у графитов. У донецких углей этот показатель уменьшается от 17° на стадии Д до 5° у антрацитов.

О химическом составе углей. Большая часть исследованных углей взята из зон выветривания, показатели их химического состава не всегда соответствуют определенной стадии метаморфизма. Однако, как показали данные анализа длиннопламенных углей Каякского месторождения на р. Котуй, угли могут быть выветрелы совершенно незначительно (по заключению О. И. Гавриловой) (таблица, обр. 4880—4904). В таблице приводятся показатели химического анализа проб невыветрелых углей, отобранных из керна скважин или в шахтах. Сравнение данных позволяет отметить, что общая направленность в изменении всех химических параметров в приведенном метаморфическом ряду соответствует направлению этих изменений в ряду метаморфизма углей Донбасса. Влажность углей изменяется от высоких показателей на стадиях Д и Г, достигает минимума на стадиях К, ОС и Т, вновь повышается на стадии А. Изменение выхода летучих веществ до стадии ОС соответствует выходу летучих в том же ряду регионального метаморфизма, а на стадиях Т и А тунгусские угли в большинстве своем отличаются несколько большим выходом летучих веществ, чем угли Донбасса. Теплота сгорания изменяется с максимумом в области коксовых углей, как это наблюдается при региональном метаморфизме, но по абсолютным величинам она, как правило, меньше, чем у донецких углей. Содержание углерода непрерывно увеличивается в ряду, но его на каждой стадии несколько меньше, чем на тех же стадиях при региональном фоне. Содержание водорода в тунгусских углях уменьшается столь же закономерно, как и в углях Донбасса.

В пределах группы гумолитов различные петрографические типы углей незначительно различаются на низких стадиях и практически не различаются на высоких.

Были определены химические свойства петрографических составляющих отощенного угля пласта VI шахты горы Надежда Норильского района. Вручную из угля выделены витрен и фюзен. Анализ фракций показал (см. таблицу, обр. 93), что концентрат фюзена по сравнению в витреном содержит на 0,48% больше влаги, на 9,15% больше золы, на 5,73% больше углерода, на 9,2% меньше летучих веществ, на 1,68% меньше водорода. Анализы говорят о том, что соотношение величин химических параметров одного типа вещества на стадии ОС в тунгусских углях такое же, как и в углях регионального типа метаморфизма.

Заключение. В Тунгусском бассейне угли термального типа метаморфизма по целому комплексу химико-петрографических свойств близки к углям регионального типа метаморфизма. Вследствие этого трудно провести границу между углями регионального и термального типа метаморфизма; они образуют единый метаморфический ряд от длиннопламенной до антрацитовой стадий, а также матаантрациты, субграфиты и графиты.

Геологическая обстановка бассейна, а также нарастание некоторых химико-петрографических особенностей тунгусских углей от низких к высоким стадиям позволяет предположить, что в разных участках бассейна геотермический градиент был неодинаков, а следовательно, и региональный метаморфизм проявился по-разному: до стадий длиннопламенных, газовых или жирных углей. Например, в бассейнах рек Котуй, Ангара, верхнего течения р. Нижняя Тунгуска регионально метаморфизованные угли длиннопламенные; на плато Имангда, Хараелак угли достигали газовой стадии. На Норильском плато и на западе Тунгусской синеклизы следовало бы ожидать усиления регионального метаморфизма до жирной стадии, но в этих частях бассейна очень широкое развитие имел термальный метаморфизм и жирные угли проявлялись лишь в отдельных окраинных участках.

Особенности тунгусских углей: серый оттенок черного цвета и свинцовый блеск на антрацитовой, а иногда и тощей стадиях в отличие от желтовато-черного цвета и золотистого блеска донецких антрацитов; более глубокое проявление неодинаковой степени анизотропии гелифицированных микрокомпонентов, начиная с тощей, а нередко и жирной стадий. В химических показателях тунгусских углей в сравнении с углями соответствующих стадий в Донбассе наблюдаются несколько повышенный выход летучих веществ, пониженные теплота сгорания и содержание углерода.

В целом изменение химических и петрографических свойств в ряду метаморфизма от длиннопламенной до антрацитовой стадии углей Тунгусского бассейна происходит с такой же направленностью, как и у углей метаморфического ряда в Донбассе. Метаантрациты, субграфиты и графиты — продукты завершения этого ряда.

Петрографический состав углей обусловлен в основном типом исходного растительного материала, степенью его раздробленности и характером превращения в торфяную и буроугольную стадии углеобразования. Он прослеживается по всей метаморфической гамме до метаантрацита включительно и слабо проявляется в субграфитах и графитах. Свойства графита в значительной степени зависят от петрографического состава исходного угля. Графит из гелитолита более высокого качества, чем из фюзенолита.

Характерно следующее: если стадии тунгусских углей выделить по содержанию углерода, а не по петрографическим признакам, как это сделано в данной статье, то оказывается, что витринит обладает не только таким же двупреломлением, как и в соответствующих стадиях регионального метаморфизма, но нередко еще в большей степени анизотропен. Об этом же свидетельствуют и кривые изменения максимума и мини-

мума отражательной способности тунгусского витринита. Происходит нормальное непрерывное молекулярное упорядочение органического вещества вплоть до кристаллизации графита. Этим термально метаморфизованные угли отличаются от контактово-метаморфизованных, среди которых наблюдаются разновидности от нормально двупреломляющих до совершенно изотропных.

В процессе метаморфизма тунгусских углей, как и углей Донбасса, наблюдается неодинаковая интенсивность изменения не только групп микрокомпонентов, но и разных компонентов внутри каждой группы, что обусловлено различием исходного растительного вещества.

Изложенный в статье материал может иметь прикладное значение при выявлении закономерностей размещения углей различного качества в бассейне.

Необходимо всестороннее изучение характера взаимодействия углей и интрузивных комплексов в Тунгусском бассейне, что имеет большое значение для познания метаморфизма органического вещества земной коры в целом.

ЛИТЕРАТУРА

Александров А. В., Фролов В. И. Условия верхнепалеозойского угленакопления на восточной окраине Тунгусского бассейна.— Научн. сообщ. ЯФ СО АН СССР, 1962, в. 7.

Богданова Л. А. Петрографическая характеристика углей западной окраины Тунгусского бассейна.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 92.

Богданова Л. А. Петрографические особенности термально метаморфизованных углей Тунгусского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 5.

Быкадорова В. И. Особенности петрографического состава углей южной окраины Тунгусского бассейна.— В сб.: Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1965.

Венер Р. А., Урванцев Н. Н. Геологические и геохимические особенности норильских углей.— Тр. НИИГА, 1961, т. 123, вып. 16.

Лущихин Г. М. Петрографическая характеристика углей Центральной части Тунгусского бассейна в районе нижнего течения р. Чуни.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 132.

Матвеев А. К., Мазор Ю. Р. О региональном метаморфизме углей бассейна р. Курейки.— В сб.: Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М., 1965.

Сарбеева Л. И. Петрографическая характеристика углей южной части Тунгусского бассейна.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 3.

Сарбеева Л. И., Крылова Н. М. Отражательная способность микрокомпонентов углей метаморфического ряда.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.

Шорохов Л. М. Тунгусский угленосный бассейн.— В сб.: Угленосные районы Сибири Новосибирск, Гос. научно-технич. изд-во, 1933.

Урванцев Н. Н. Норильское каменноугольное месторождение.— Тр. ГГРУ, 1931, вып. 95.

Яковлев И. К. Закономерности распределения углей различной степени метаморфизма в пределах западной окраины Тунгусского бассейна.— Сов. геология, 1963, № 12.

Ленинград
ВСЕГЕИ

Дата поступления
12.XI.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 552.18.51

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНЫХ И ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

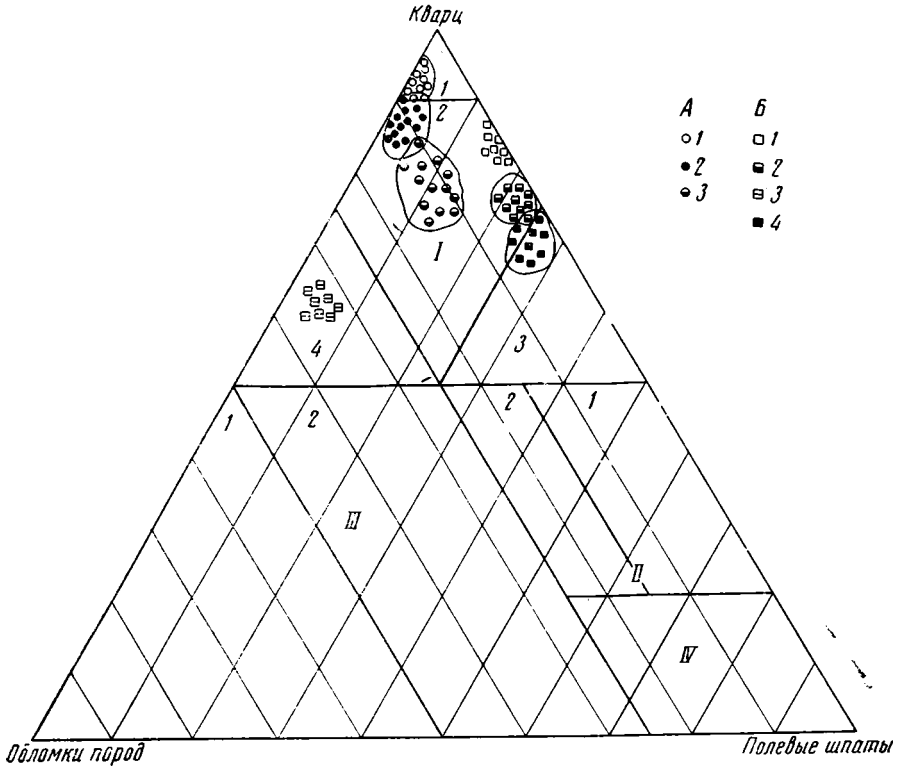
И. И. БЕБЕШЕВ

В результате изучения минералого-петрографического состава нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта выделено 7 терригенно-минеральных ассоциаций. Установлено их распределение в разрезе и на площади осадконакопления, указаны области сноса обломочного материала. Выявленные ассоциации отвечают последовательно сменяющимся мезоциклам трансгрессивно-регрессивной седиментации.

В течение ряда последних лет на территории южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта нами проводилось детальное литолого-фациальное и минералого-петрографическое изучение нижне-среднеюрских угленосных отложений, которые узкой полосой протягиваются в субширотном направлении на 130—150 *км* и обнажаются в крыльях антиклинальных структур Сурхан-тау и Мечетли. Южнее, в Таджикской депрессии, эти отложения перекрыты толщей верхнемезозойских и кайнозойских отложений мощностью 4—5 *км*. Краткие сведения о петрографии, минералогии и генезисе юрских отложений имеются в работах В. И. Троицкого (1967), В. С. Лучникова, Б. В. Полянского (1967), Б. В. Полянского ($1961_{1,2}$, 1962) и др.

Нижне-среднеюрские отложения этих районов представляют собой сложно построенный комплекс чередования аллювиальных, озерных, озерно-болотных, болотных, прибрежно-морских и морских осадков. Они слагают нижнюю и среднюю части юрского макроцикла трансгрессивно-регрессивной седиментации. На основе детального литолого-фациального состава, распространения глинистых минералов в пределах изученной толщи пород в этих отложениях выделены четыре мезоцикла, которые соответствуют стратиграфическим подразделениям, изложенным в «Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии», под редакцией Н. В. Безносова, В. А. Вахрамеева и др. (1970). Первый мезоцикл отвечает нижней юре, второй и третий — аален-байосу, четвертый — бат-келловею. Петрографическому исследованию подвергались крупно-, реже среднезернистые песчаники и мелкозернистые гравелиты. Их содержание в разрезах в структуре Мечетли около 80—85%, а в Сурхан-тау постепенно убывает до 30—40%. При исследовании были выяснены источники сноса обломочного материала и его постседиментационные изменения.

В настоящей статье излагаются результаты изучения минерального состава нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Эти исследования — часть комплекса работ по выяснению истории геологического развития района и условий образования юрской континентально-морской угленосной формации, которые про-



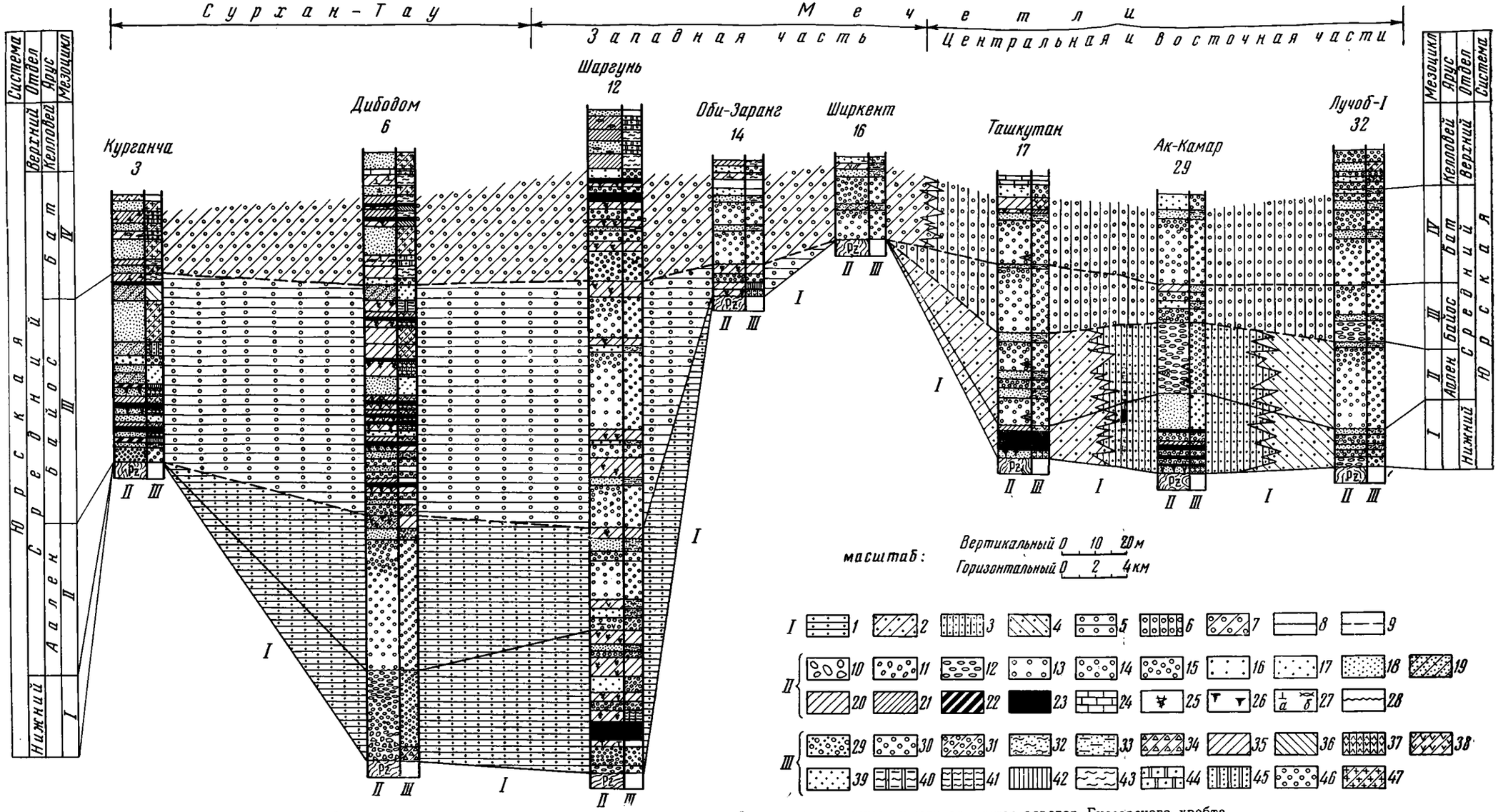
Фиг. 1. Минеральный состав песчано-гравийных пород южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

Классификационные поля диаграммы: *I* — семейство кварцевых песчаников: *1* — мономинеральные, *2* — олигомиктовые, *3* — аркозово-кварцевые, *4* — граувакково-кварцевые; *II* — семейство аркоз: *1* — собственно аркозы, *2* — загрязненные граувакковые аркозы; *III* — семейство граувакк: *1* — собственно граувакки, *2* — полевошпатовые граувакки; *IV* — «пустое поле». *А* — юго-западная часть района (разрезы структуры Сурхан-тау, западные разрезы структуры Мечетли), ассоциации: *1* — гравелиты и песчаники первого и второго мезоциклов, *2* — гравелиты и песчаники третьего мезоцикла; *3* — гравелиты и песчаники четвертого мезоцикла. *Б* — центральная и восточная части структуры Мечетли, ассоциации: *1* — гравелиты и песчаники первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан-17 и Хакими-18, *2* — гравелиты и песчаники первого и второго мезоциклов разрезов Лучоб-31, Лучоб-I-32, *3* — гравелиты и песчаники Варгандок-25, Варгандок-I-26, Суффа-I-23, Суффа-24, Ак-камар-129, *4* — гравелиты и песчаники четвертого мезоцикла разрезов центральной и восточной частей структуры Мечетли

водятся лабораторией литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР под руководством заведующего этой лабораторией — проф. П. П. Тимофеева.

Краткая характеристика терригенно-минеральных ассоциаций. При выделении минеральных ассоциаций использована методика А. Г. Коссовской (1962). В результате проведенных исследований в разрезах четырех мезоциклов установлены различия в вещественном составе гравийно-песчаных пород и выделены терригенно-минеральные ассоциации, характерные в отдельности для юго-западной (Сурхан-тау и западная часть Мечетли) и восточной (центральная и восточная части Мечетли) частей района. Терригенно-минеральные ассоциации различаются между собой главным образом составом и количественным соотношением породообразующих компонентов: кварца, полевых шпатов и обломков пород. При выделении ассоциаций учитывались особенности состава акцессорных минералов тяжелой фракции, характер первичного глинистого цемента песчаников и гравелитов, состав глинистой фракции алевролитов и глин.

Анализ указанных выше признаков позволил выделить среди среднекрупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов 7 терригенно-минеральных ассоциаций. Одни ассоциации связаны между собой посте-

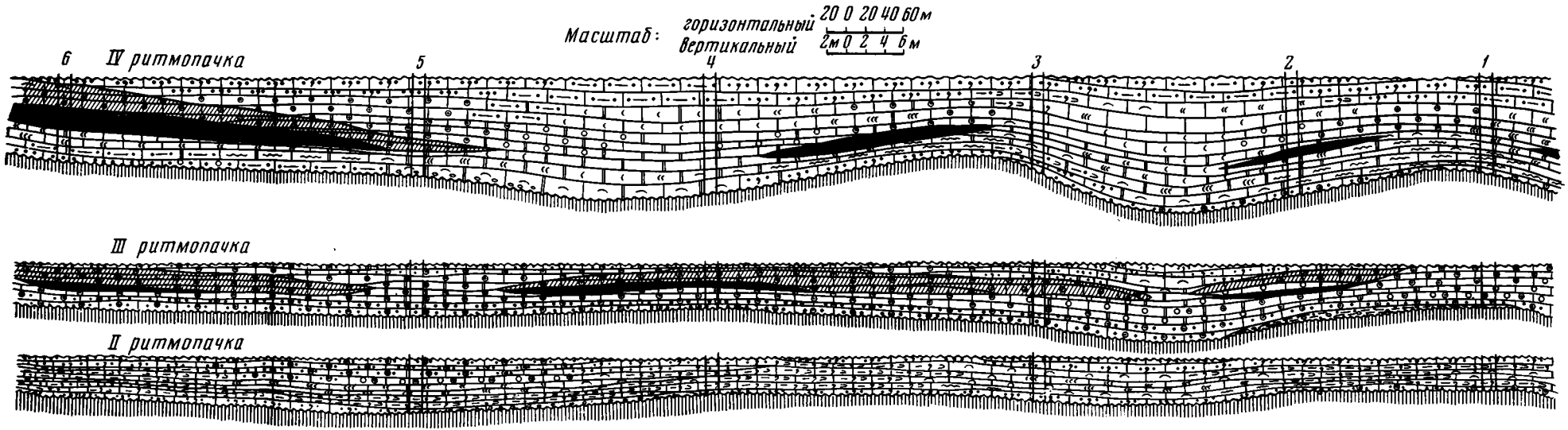


Фиг. 2. Распространение терригенно-минеральных ассоциаций в разрезах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

I. Терригенно-минеральные ассоциации: *1* — мономинеральная кварцевая; *2* — олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; *3* —граувакково-кварцевая; *4* — олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов; *5* — олигомиктово-кварцевая; *6* — аркозово-кварцевая; *7* — олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород; *8* — стратиграфические границы; *9* — границы терригенно-минеральных ассоциаций, совпадающие со стратиграфическими.

II. Литологические типы пород, включения, текстуры и другие признаки: *10* —конгломерат крупногалечный; *11* — конгломерат среднегалечный; *12* — конгломерат мелкогалечный; *13* — гравелит крупнозернистый; *14* — гравелит среднезернистый; *15* — гравелит мелкозернистый; *16* — песчаник крупнозернистый; *17* — песчаник среднезернистый; *18* — песчаник мелкозернистый; *19* — алевролит крупнозернистый; *20* — алеврит мелкозернистый; *21* — аргиллит; *22* — углистый аргиллит; *23* —уголь; *24* — известняк; *25* — корневые остатки; *26* — комковатость пород — почвенные образования; *27* — известковистость пород(*а*), отпечатки фауны (*б*); *28* — резкий контакт. *III* — Фации: *29* — галечниково-гравийных осадков русла горных рек; *30* — гравийно-песчаных осадков русла крупных равнинных рек; *31* — песчано-гравийных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек; *32* — алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод; *33* — песчано-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы; *34* — валунно-галечников осадков потоков конусов выноса (центральная часть пролювия); *35* — глинисто-алевритовых осадков, заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин; *36* — алеврито-песчаных осадков заболоченных прибрежно-морских равнин; *37* — песчано-алевритовых осадков заболоченных мелких озер, преимущественно речных долин; *38* — алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов; *39* — песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов (отложения малых аккумулятивных форм дельт, подводных валов и т. п.); *40* — алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов; *41* — глинисто-алевритовых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов; *42* — углистых и глинисто-алевритовых осадков слабозаболачивающихся озер и заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер; *43* — алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун; *44* — глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун; *45* — переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков малоподвижного мелководья морского бассейна; *46* — песчано-гравийных осадков сильноподвижного приустьевого мелководья морского бассейна (отложения центральной части подводной дельты); *47* — алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна

Вклейка к статье Т. Д. Джумалиева и В. Г. Королева (к стр. 130)



Фиг. 6. Структурно-фациальные профили II—IV микроритмов (ритмопачек) учкашкинской свиты участка Чаар-Кудук по линии разрезов 1—2—3—4—5—6 (см. фиг. 3)

Условные обозначения см. на фиг. 3

пенным переходом, другие сменяются очень резко. Их вещественный состав показан на диаграмме (фиг. 1).

Юго-западная часть района (Сурхан-тау и западная часть Мечетли). В разрезах нижней и средней юры установлены три терригенно-минеральные ассоциации (снизу вверх): мономинеральная кварцевая; олигомиктово-кварцевая; олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород. Первая ассоциация связана с первым и вторым мезоциклами, вторая и третья — соответственно с третьим и четвертым мезоциклами (фиг. 2).

Мономинеральная кварцевая ассоциация песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разрезов Дибодом (6) [1], Гуруд (9), Хар-как (7), Нейлю (8), Гулиоб (11), Шаргунь (12) (см. фигуры 2, 3). Она состоит почти полностью из кварца (90—96%), в ничтожном количестве присутствуют полевые шпаты (1—3%), обломки пород (до 2—3%) и слюдистые минералы (1—2%). Наиболее распространенный тип — изометричный кварц с включениями зерен циркона, турмалина, апатита. Кварц подобного типа, по А. Г. Коссовской (1963), является продуктом размыва изверженных пород. Содержание удлиненного кварца, генетически связанного с размывом метаморфических пород,— гнейсов и сланцев, незначительное (3—5%), осадочного кварца — 0—2%. Полевые шпаты представлены главным образом ортоклазом, зерна которого обычно сильно пелитизированы. Среди обломков пород встречены кварциты и мусковитизированные слюдистые сланцы. Из слюдистых минералов установлен в основном мусковит; в незначительном количестве присутствует биотит. Глинистые минералы принадлежат к устойчивым разностям: гидрослюде и каолиниту. Гидрослюда представлена двумя разновидностями: удлиненно-пластинчатой и изометрично-пластинчатой. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, ильменит, рутил, турмалин. Среди цирконов преобладают хорошо окатанные зерна.

Олигомиктово- кварцевая ассоциация песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях третьего мезоцикла разрезов Дибодом (6), Нейлю (8), Хар-как (7), Гуруд (9), Гулиоб (11), Шаргунь (12) (см. фигуры 2, 4). Для нее типичны следующие соотношения породообразующих компонентов: кварц 70—85%, полевые шпаты 5—10%, обломки пород 2—10%, слюдистые минералы 2—7%. Среди обломков кварца преобладают прямоугасающие изометричные зерна с остроугольными очертаниями, содержащие включения циркона и турмалина. Кроме того, в незначительном количестве (2—5%) присутствует кварц в виде удлиненных зерен. Из полевых шпатов резко преобладают калиевые разности, главным образом ортоклаз и микроклин. Плагиоклазы представлены единичными зернами основного олигоклаза. Среди обломков пород доминируют зерна кварц-слюдистых сланцев и гнейсов. Встречаются также зерна кремнистых пород и единичные зерна калиевого полевого шпата. Очень постоянен состав акцессорных минералов, главнейшими из которых являются циркон, турмалин, в незначительном количестве присутствуют зерна роговой обманки, апатита и анатаза. Из слюдистых минералов установлен биотит и мусковит. Глинистый цемент представлен каолинитом и гидрослюдой. Выше по разрезу наблюдается некоторое увеличение полевых шпатов, среди которых преобладают плагиоклазы и решетчатый микроклин.

Олигомиктово-кварцевая ассоциация при повышенном содержании полевых шпатов и обломков пород прослеживается в отложениях четвертого мезоцикла (см. фигуры 2, 5). Для ассоциации характерно содержание кварца 65—70%, полевых шпатов 5—20%, обломков пород 5—15%. Кварц в основном «изверженный», переотложенного 10—15%.

[1] Здесь и ниже в скобках показаны номера обнажений, изображенных на фигурах 2—5.

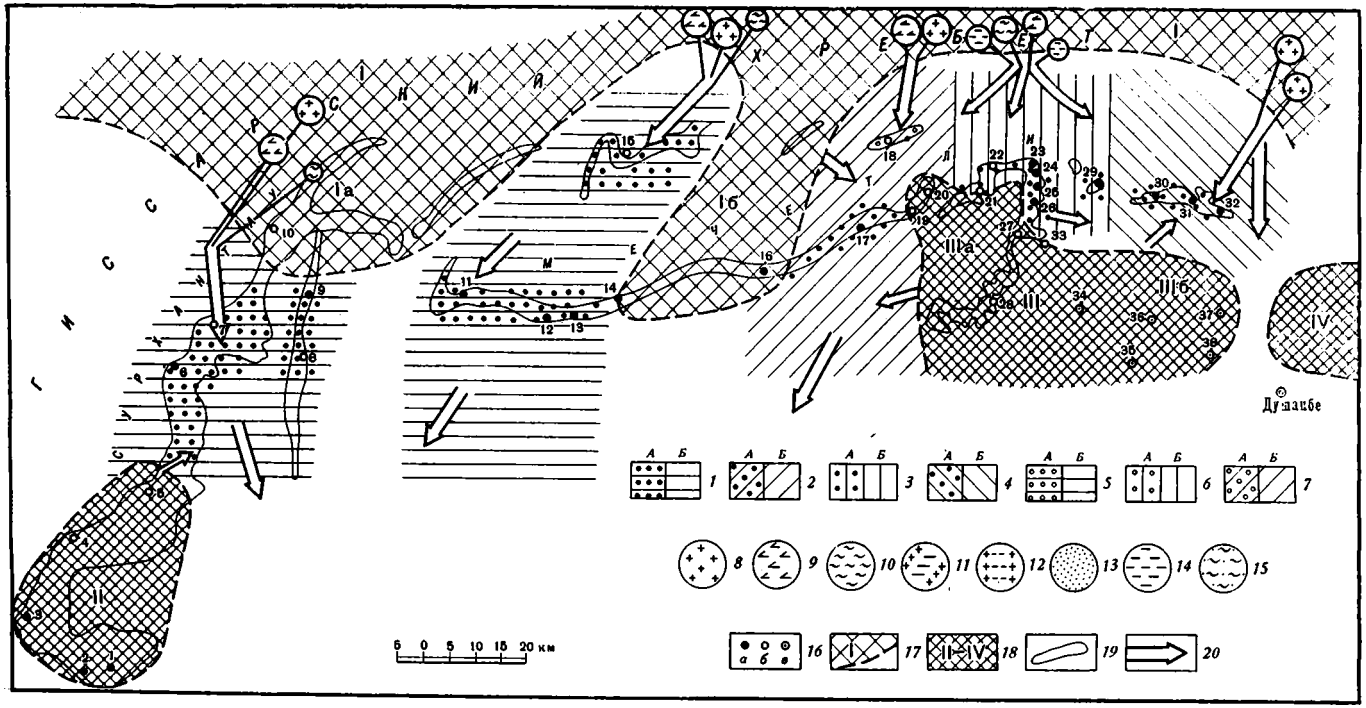
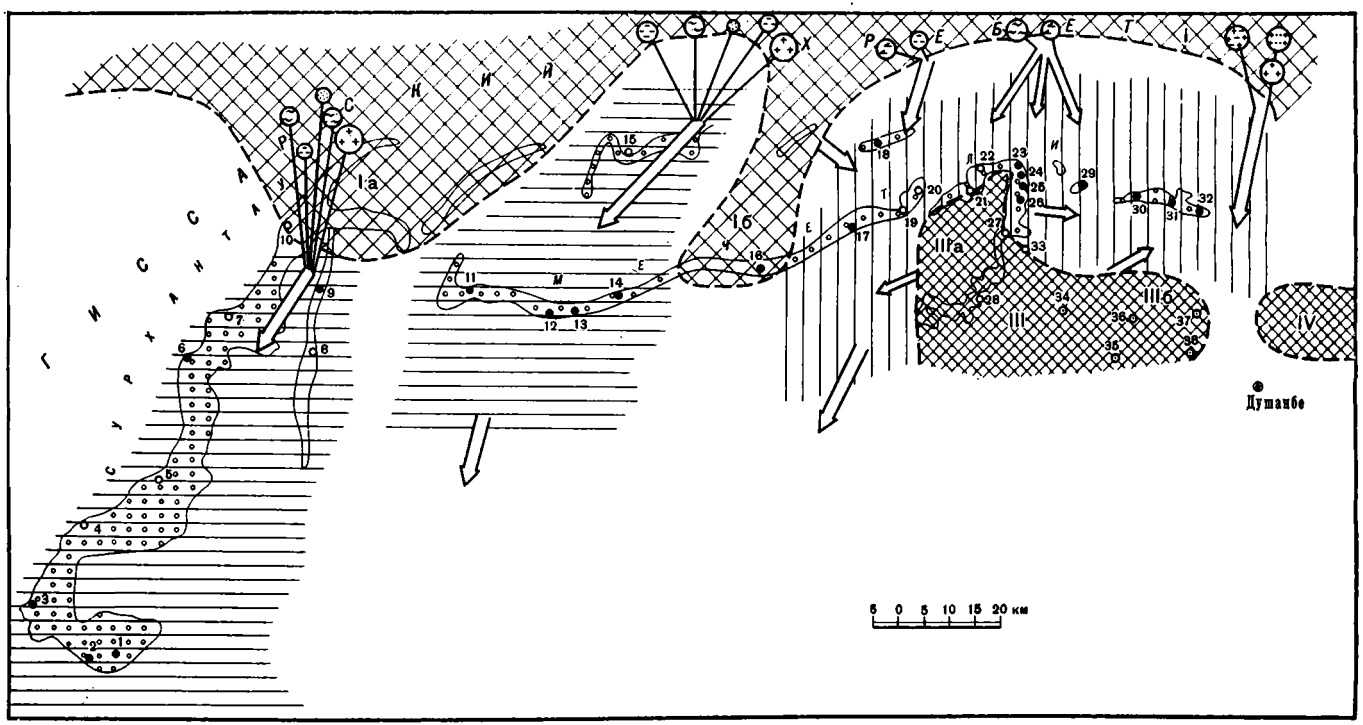
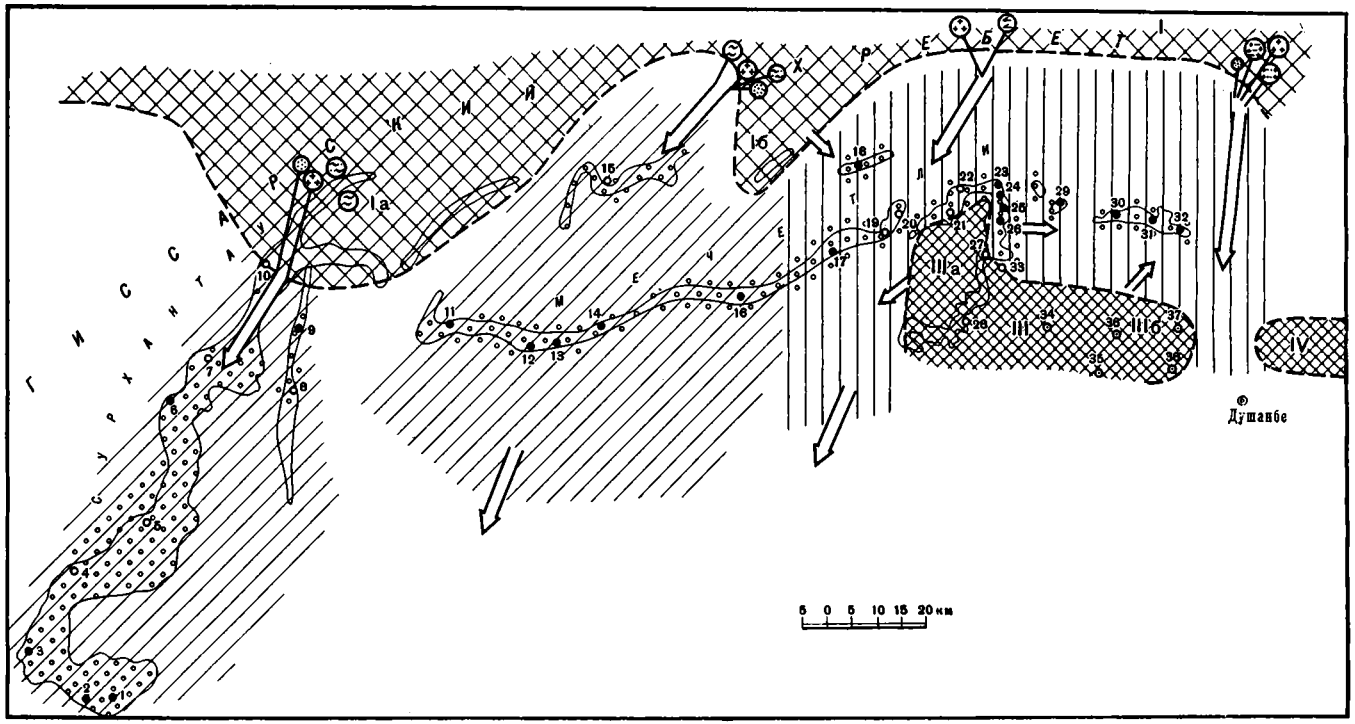


Рис. 3. Схематическая палеогеографическая карта распространения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления первого и второго мезоциклов

Ассоциации: *1* — мономинеральная кварцевая; *А* (здесь и ниже) — установленная, *Б* — предполагаемая; *2* — олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; *3* — грауваккoво-кварцевая; *4* — олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов; *5* — олигомиктово-кварцевая; *6* — аркозово-кварцевая; *7* — олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов и обломков пород. Исходный материал терригенно-минеральных ассоциаций (величина кружков указывает на относительное количественное участие исходных пород): *8* — гранито-гнейсы; *9* — эффузивы; *10* — мегаморфические породы; *11* — граниты; *12* — турмалиновые граниты; *13* — осадочные породы; *14* — кварц-слюдистые сланцы; *15* — кремнистые породы; *16* — номера обнажений и скважин (числа на карте): *а* — обнажения, описанные автором: *1* — Хауз, *2* — Фангарт, *3* — Курганча, *6* — Дибодом, *9* — Гуруд, *11* — Гулиоб, *12* — Шаргунь, *13* — Шаргунь-I, *14* — Оби-заранг, *16* — Ширкент, *17* — Ташкутан, *18* — Хакими, *23* — Суффа-I, *24* — Суффа, *25* — Варгандок, *26* — Варгандок-I, *29* — Ак-камар, *30* — Ханака, *31* — Лучоб, *32* — Лучоб-I; *б* — обнажения, описанные другими исследователями: *4* —Диболо, *5* — Ушор, *7* — Хар-как, *8* — Нейлю, *10* — Чош (В. И. Троицким), *15* — Пошми-куна, *19* — Каратаг, *20* — Бедгун, *22* — Фат-руф, *27* — Тахт, *28*—Нейлю (Полянским Б. В., А. Г. Косенковой), *33*—Хочильер-II (В. С. Лучниковым); *в* — скважины, описанные сотрудниками Управления геологии ТаджССР: 34—80, 35—82, 36—70, 37—90, 38—85. *17*—*I* — примерные контуры Палеогиссара; выступы Палеогиссарского поднятия: (римские цифры на схеме): *Iа* — Чошский, *Iб* — Ширкентский; *18* — палеоподнятие доюрского рельефа: *II* — Сурхантауское, *III* — Шаамбары-Сангмилинское, *IIIа* — Сангмилинское, *IIIб* — Шаамбаринское, *IV* — Комсомольское, *19* — современные контуры выходов юрских отложений; *20* — основные направления сноса обломочного материала



Фиг. 4. Схематическая палеогеографическая карта распространения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления осадков III мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 3.



Фиг. 5. Схематическая палеогеографическая карта распространения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления осадков IV мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 3

Среди полевых шпатов встречены главным образом решетчатый микроклин и ортоклаз. Плагиоклазов меньше, часто зерна полевых шпатов полностью или частично замещены карбонатным минералом. Среди обломков пород наиболее распространены зерна кварцитов и слюдистых сланцев. В виде единичных зерен встречаются обломки эффузивов кислого состава.

Среди акцессорных минералов встречены циркон, турмалин, рутил, гранат, роговая обманка, эпидот и амфиболы. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, в меньшем количестве — каолинитом.

Восточная часть района (центральная и восточная части Мечетли). В разрезах нижней и средней юры данного района установлены четыре терригенно-минеральных ассоциации: олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; грауваккoво-кварцевая; олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов; аркозово-кварцевая.

Эти четыре ассоциации строго приурочиваются к отложениям четырех мезоциклов, подчеркивая специфику образования каждой в отдельности (см. фиг. 2).

Олигомиктово-кварцевая ассоциация с незначительным содержанием полевых шпатов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан (17) и Хакими (18) (см. фиг. 2, фиг. 3). Для нее характерно содержание кварца 85—75%, полевых шпатов 10—15%, обломков пород 2—10%. Наиболее распространенный тип кварца — изометричный, до 65—80%. Содержание удлиненного кварца 2—5%. Обломки пород состоят из кварцитов и обломков жильного кварца. Среди полевых шпатов доминирует ортоклаз. Слюдистые минералы представлены единичными зернами бурого биотита. Среди акцессорных минералов больше всего циркона, турмалина, сфена. В незначительном количестве встречены зерна роговой обманки и касситерита. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

Грауваккoво-кварцевая ассоциация выявлена в отложениях первого и второго мезоциклов в разрезе Суффа-I (23), Суффа (24), Варгандок (25), Варгандок-I (26), Ак-камар (29), (см. фигуры 2, 3). Для нее характерно содержание кварца 55—65%, полевых шпатов 5—10%, обломков пород 10—25%. Кварц представлен исключительно изометрической разностью. Среди калиевых полевых шпатов доминирует ортоклаз. Микроклин представлен единичными зернами. Обломки пород состоят в основном из кремнистых, кварц-слюдистых сланцев, кварцитов, метаморфических пород, встречаются также единичные зерна кислых эффузивов.

Среди акцессорных минералов преобладают циркон и турмалин. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, каолинитом и смешанно-слоистыми образованиями хлорит-вермикулитового состава.

Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов при повышенном содержании полевых шпатов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разрезов Лучоб (31), Лучоб-I (32) (см. фиг. 2, фиг. 4). Для ассоциации характерно содержание кварца 75—60%, полевых шпатов 15—25%, обломков пород 5—10%. Среди кварца доминирующая роль принадлежит изометричной разности 50—70%, содержание метаморфического кварца 0—10%, кварца переотложенного типа 0—3%. Среди полевых шпатов был встречен ортоклаз. Биотит представлен зеленовато-бурыми и светло-коричневыми пластинками. Обломки пород состоят из кварцитов, в виде единичных зерен присутствуют обломки кислых эффузивов. Состав акцессорных минералов очень специфичен. Доминируют циркон и турмалин, в меньшем количестве встречены зерна брукита, анатаза, роговой обманки и др. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

Ассоциация аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях третьего и четвертого мезоциклов (см. фигуры 2, 4, фиг. 5). Для нее характерно содержание кварца 45—55%, полевых шпатов 15—20% и обломков пород 5—10%. Наиболее распространен изверженный кварц. Содержание удлиненного метаморфического кварца 0—10%, а переотложенного не более 15%. Полевые шпаты представлены в основном калиевыми разностями — ортоклазом и микроклином; плагиоклазов, представленных кислым и основным олигоклазом, меньше. Обломки пород состоят главным образом из глинистых сланцев и единичных зерен эффузивов кислого состава. Среди акцессорных минералов наиболее распространены турмалин, циркон, апатит, реже встречаются анатаз, брукит и др. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом.

Палеогеография терригенно-минеральных ассоциаций. В изученной области выделяется два района, различающиеся составом терригенно-минеральных ассоциаций (см. фигуры 3—5): структура Сурхан-тау; западная часть структуры Мечетли и район центральной и восточной частей структуры Мечетли. В каждом районе тот или иной мезоцикл имеет свою, только для него характерную, терригенно-минеральную ассоциацию. Так, в юго-западной части района установлено три ассоциации. Мономинеральная кварцевая ассоциация участвует в строении разногалечниковых конгломератов, гравелитов и песчаников горной и горно-равнинной реки первого и второго мезоциклов. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в аллювиальных и озерных осадках третьего мезоцикла, залегающих с региональными размывами на отложениях предыдущего мезоцикла. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород установлена в прибрежно-морских, дельтовых, аллювиальных и озерных песчаниках и мелкозернистых гравелитах четвертого мезоцикла, залегающих также с региональным эрозионным размывом на отложениях предыдущего мезоцикла.

Вещественный состав этих ассоциаций позволяет установить их возможные материнские породы. Мономинеральный кварцевый состав песчано-гравийных пород указывает на то, что основными источниками сноса были коры выветривания. Последние в прошлом имели широкое распространение в пределах верховьев рек Тупаланг-дарья, Сагардак-дарья, Шаргунь, а также южных склонов осевой части Гиссарского батолита (Коннов, 1964; Балагурова и др., 1964; Троицкий, 1967; Богатырев, 1970). Кроме того, дополнительными источниками слюдистых минералов могли быть граниты Гиссарского хребта, для которых характерно повышенное содержание слюд и особенно биотита (Геология СССР, 1969).

Вторая ассоциация по составу близка к первой. Вполне вероятно, что ее формирование происходило за счет тех же источников. Судя по тому, что отложения этих двух мезоциклов сложены преимущественно грубозернистыми, плохо отсортированными осадками делювиально-пролювиальных фаций и фаций горных рек, область сноса располагалась недалеко от области седиментации.

Третья ассоциация отличается от первых двух повышенным содержанием неизмененных полевых шпатов и осадочного кварца. Это указывает на то, что ее формирование происходило за счет размыва менее выветрелых горизонтов гранитных пород. Поставщиком осадочного кварца явились палеозойские осадочные образования, развитые в пределах верховьев р. Тупаланг-дарья (Баратов, 1966). Кроме того, размыву подвергались кварц-слюдистые сланцы Гиссарского батолита.

Следовательно, накопление осадков нижне-среднеюрской угленосной толщи юго-западной части района и образование рассмотренных выше ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с севера и северо-востока Гиссарского батолита. Во время накопления

первой ассоциации материал поступал со сравнительно небольших площадей, при образовании второй и третьей ассоциаций площади размываемых пород несколько увеличились и захватили более северные части Гиссарского хребта.

Таким образом, во время формирования всех трех мезоциклов юрской угленосной формации основной областью сноса был Гиссарский батолит, который дренировался двумя сравнительно крупными реками, имевшими многочисленные притоки и протоки: на юго-западе (структура Сурхан-тау) — пра-Сангардак; северо-восточнее (западная часть структуры Мечетли) — пра-Шаргунь, конфигурация долин которых в плане была различной. В Мечетлинской структуре долины ориентированы перпендикулярно современным складкам в противоположность субпараллельной ориентации в структуре Сурхан-тау.

Резко отличный состав имеют терригенно-минеральные ассоциации восточной части района, т. е. центральной и восточной частей структуры Мечетли. Так, ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников озерно-болотного и аллювиального генезиса участвует в строении первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан (17) и Хакими (18). В разрезах Варгандок (25), Варгандок-I (26), Суффа-I (23), Суффа (24) и Ак-камар (29) первый и второй мезоциклы представлены грауваккoво-кварцевыми песчаниками также озерно-болотного и болотного генезиса. Третья ассоциация олигомиктовых кварцевых песчаников при повышенном содержании полевых шпатов участвует в строении аллювиальных отложений первого и второго мезоциклов разрезов Ханака (30), Лучоб (31) и Лучоб-I (32). Четвертая ассоциация — ассоциация аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов — установлена в разрезах всей восточной части района.

Наиболее вероятными материнскими образованиями олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов явились главным образом порфировидные граниты Гиссарского батолита, обнажающиеся в верховьях рек Ташкутан и Ширкент-дарья, которые по своему составу очень близки к описанной ассоциации (Баратов, 1966).

Состав второй грауваккoво-кварцевой ассоциации в целом отличается лишь более высоким содержанием обломков пород, представленных кремнистыми, кварц-слюдистыми сланцами, биотитовыми и мусковитовыми плагиогнейсами, кислыми эффузивами и кварцитами. Это свидетельствует о том, что кроме областей, за счет которых формировалась ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников, размыву подвергались также расположенные в верховьях рек Каратаг и Хакими поля развития биотитовых и мусковитовых плагиогнейсов, кварцитов и слюдистых сланцев (Тарасенко, 1959_1, 1961). Поставщиками обломков кислых эффузивов, вероятно, был нижнепермский эффузивный комплекс, который сложен базальтами, фельзитами и дацитами (Горецкая, Морозенко, 1962).

Формирование третьей ассоциации олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов при повышенном содержании полевых шпатов происходило за счет размыва гранитных и метаморфических пород, широко развитых севернее и северо-восточнее структуры Мечетли (Тарасенко, 1959_2; Баратов, 1966). Источником осадочного кварца, возможно, были силур-девонские осадочные образования Каратегинского хребта (Баратов, 1966). Поставщиком эффузивных пород послужили, по всей вероятности, пермские эффузивные породы, которые по своему составу очень близки с описанной выше ассоциацией (Горецкая, Морозенко, 1962).

Вещественный состав четвертой ассоциации отличается от такового предыдущей более высоким содержанием полевых шпатов, в том числе микроклина и плагиоклаза, метаморфического кварца, а по акцессорным минералам — несколько повышенным содержанием турмалина. Это свидетельствует о том, что поступление обломочного материала из Гиссар-

Ассоциация аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях третьего и четвертого мезоциклов (см. фигуры 2, 4, фиг. 5). Для нее характерно содержание кварца 45—55%, полевых шпатов 15—20% и обломков пород 5—10%. Наиболее распространен изверженный кварц. Содержание удлиненного метаморфического кварца 0—10%, а переотложенного не более 15%. Полевые шпаты представлены в основном калиевыми разностями — ортоклазом и микроклином; плагиоклазов, представленных кислым и основным олигоклазом, меньше. Обломки пород состоят главным образом из глинистых сланцев и единичных зерен эффузивов кислого состава. Среди акцессорных минералов наиболее распространены турмалин, циркон, апатит, реже встречаются анатаз, брукит и др. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом.

Палеогеография терригенно-минеральных ассоциаций. В изученной области выделяется два района, различающиеся составом терригенно-минеральных ассоциаций (см. фигуры 3—5): структура Сурхан-тау; западная часть структуры Мечетли и район центральной и восточной частей структуры Мечетли. В каждом районе тот или иной мезоцикл имеет свою, только для него характерную, терригенно-минеральную ассоциацию. Так, в юго-западной части района установлено три ассоциации. Мономинеральная кварцевая ассоциация участвует в строении разногалечниковых конгломератов, гравелитов и песчаников горной и горно-равнинной реки первого и второго мезоциклов. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в аллювиальных и озерных осадках третьего мезоцикла, залегающих с региональными размывами на отложениях предыдущего мезоцикла. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород установлена в прибрежно-морских, дельтовых, аллювиальных и озерных песчаниках и мелкозернистых гравелитах четвертого мезоцикла, залегающих также с региональным эрозионным размывом на отложениях предыдущего мезоцикла.

Вещественный состав этих ассоциаций позволяет установить их возможные материнские породы. Мономинеральный кварцевый состав песчано-гравийных пород указывает на то, что основными источниками сноса были коры выветривания. Последние в прошлом имели широкое распространение в пределах верховьев рек Тупаланг-дарья, Сагардак-дарья, Шаргунь, а также южных склонов осевой части Гиссарского батолита (Коннов, 1964; Балагурова и др., 1964; Троицкий, 1967; Богатырев, 1970). Кроме того, дополнительными источниками слюдистых минералов могли быть граниты Гиссарского хребта, для которых характерно повышенное содержание слюд и особенно биотита (Геология СССР, 1969).

Вторая ассоциация по составу близка к первой. Вполне вероятно, что ее формирование происходило за счет тех же источников. Судя по тому, что отложения этих двух мезоциклов сложены преимущественно грубозернистыми, плохо отсортированными осадками делювиально-пролювиальных фаций и фаций горных рек, область сноса располагалась недалеко от области седиментации.

Третья ассоциация отличается от первых двух повышенным содержанием неизмененных полевых шпатов и осадочного кварца. Это указывает на то, что ее формирование происходило за счет размыва менее выветрелых горизонтов гранитных пород. Поставщиком осадочного кварца явились палеозойские осадочные образования, развитые в пределах верховьев р. Тупаланг-дарья (Баратов, 1966). Кроме того, размыву подвергались кварц-слюдистые сланцы Гиссарского батолита.

Следовательно, накопление осадков нижне-среднеюрской угленосной толщи юго-западной части района и образование рассмотренных выше ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с севера и северо-востока Гиссарского батолита. Во время накопления

первой ассоциации материал поступал со сравнительно небольших площадей, при образовании второй и третьей ассоциаций площади размываемых пород несколько увеличились и захватили более северные части Гиссарского хребта.

Таким образом, во время формирования всех трех мезоциклов юрской угленосной формации основной областью сноса был Гиссарский батолит, который дренировался двумя сравнительно крупными реками, имевшими многочисленные притоки и протоки: на юго-западе (структура Сурхан-тау) — пра-Сангардак; северо-восточнее (западная часть структуры Мечетли) — пра-Шаргунь, конфигурация долин которых в плане была различной. В Мечетлинской структуре долины ориентированы перпендикулярно современным складкам в противоположность субпараллельной ориентации в структуре Сурхан-тау.

Резко отличный состав имеют терригенно-минеральные ассоциации восточной части района, т. е. центральной и восточной частей структуры Мечетли. Так, ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников озерно-болотного и аллювиального генезиса участвует в строении первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан (17) и Хакими (18). В разрезах Варгандок (25), Варгандок-I (26), Суффа-I (23), Суффа (24) и Ак-камар (29) первый и второй мезоциклы представлены грауваккoво-кварцевыми песчаниками также озерно-болотного и болотного генезиса. Третья ассоциация олигомиктовых кварцевых песчаников при повышенном содержании полевых шпатов участвует в строении аллювиальных отложений первого и второго мезоциклов разрезов Ханака (30), Лучоб (31) и Лучоб-I (32). Четвертая ассоциация — ассоциация аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов — установлена в разрезах всей восточной части района.

Наиболее вероятными материнскими образованиями олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов явились главным образом порфировидные граниты Гиссарского батолита, обнажающиеся в верховьях рек Ташкутан и Ширкент-дарья, которые по своему составу очень близки к описанной ассоциации (Баратов, 1966).

Состав второй грауваккoво-кварцевой ассоциации в целом отличается лишь более высоким содержанием обломков пород, представленных кремнистыми, кварц-слюдистыми сланцами, биотитовыми и мусковитовыми плагиогнейсами, кислыми эффузивами и кварцитами. Это свидетельствует о том, что кроме областей, за счет которых формировалась ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников, размыву подвергались также расположенные в верховьях рек Каратаг и Хакими поля развития биотитовых и мусковитовых плагиогнейсов, кварцитов и слюдистых сланцев (Тарасенко, 1959_1, 1961). Поставщиками обломков кислых эффузивов, вероятно, был нижнепермский эффузивный комплекс, который сложен базальтами, фельзитами и дацитами (Горецкая, Морозенко, 1962).

Формирование третьей ассоциации олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов при повышенном содержании полевых шпатов происходило за счет размыва гранитных и метаморфических пород, широко развитых севернее и северо-восточнее структуры Мечетли (Тарасенко, 1959_2; Баратов, 1966). Источником осадочного кварца, возможно, были силур-девонские осадочные образования Каратегинского хребта (Баратов, 1966). Поставщиком эффузивных пород послужили, по всей вероятности, пермские эффузивные породы, которые по своему составу очень близки с описанной выше ассоциацией (Горецкая, Морозенко, 1962).

Вещественный состав четвертой ассоциации отличается от такового предыдущей более высоким содержанием полевых шпатов, в том числе микроклина и плагиоклаза, метаморфического кварца, а по акцессорным минералам — несколько повышенным содержанием турмалина. Это свидетельствует о том, что поступление обломочного материала из Гиссар-

ского батолита было более интенсивным, чем при формировании третьей ассоциации. Повышенное содержание метаморфического кварца и турмалина можно объяснить тем, что размыву подвергались турмалиновые аплитовидные граниты среднего палеозоя, развитые, по Р. Б. Баратову (1964, 1966), в верховьях р. Майхура и по своему составу очень близкие описанной ассоциации (Баратов, 1966).

Таким образом, накопление юрских угленосных отложений центральной и восточной частей структуры Мечетли и образование рассмотренных четырех ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с севера и северо-востока Гиссарского и востока Каратегинского хребтов. Относительная пестрота обломочного материала, характерная для отложений первого и второго мезоциклов, свидетельствует о том, что в начальный период накопления угленосной формации (см. фиг. 2) большую роль играл доюрский рельеф, расчлененность и абсолютные отметки которого убывали с северо-востока к центральной части Таджикской депрессии. Существование крупных (Сангмилинское, Ширкентское, Шасамбаринское) поднятий (см. фигуры 3—5) и многочисленные мелкие положительные формы рельефа поставляли наряду с Гиссарским и Каратегинским хребтами значительное количество обломочного материала, который приносился многочисленными мелкими реками, имевшими горный характер. Об этом свидетельствует не только пестрота терригенно-минеральных ассоциаций, но и грубозернистый состав осадков первого и второго мезоциклов. Ко времени образования третьего и четвертого мезоциклов произошла значительная пенепленизация рельефа и размыву стали подвергаться более удаленные массивы в основном изверженных пород, в результате чего формировались более однородные по составу и сравнительно мелкозернистые породы аркозово-кварцевого состава, выдержанные по всей восточной части района (см. фигуры 2, 4, 5).

В заключение следует отметить, что краткая характеристика пород и распределения их терригенно-минеральных ассоциаций на территории южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта указывает на разнообразный минералогический состав терригенных отложений, сформировавшихся за счет размыва изверженных, метаморфических и осадочных пород, которые обрамляли депрессию либо слагали в пределах ее возвышенности доюрского рельефа. При изучении юрских угленосных отложений на территории южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта было установлено, что выделенные терригенно-минеральные ассоциации, как правило, связаны с определенными мезоциклами, которые более или менее хорошо выражены на значительных расстояниях в пределах угленосной формации и отвечают определенным и последовательно сменяющимся этапам ее образования.

Различные по минералогическому составу и степени зрелости терригенно-минеральные ассоциации пород, установленные в различных частях исследованного района, не являются случайными, они находятся в полном соответствии с фациальными и палеогеографическими особенностями накопления осадков и геологическим развитием южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана.— В кн.: Сборник научных трудов Ин-та геол. и геофиз. АН УзбССР, Ташкент, 1964, вып. 3.

Баратов Р. Б. Геолого-петрографические особенности интрузивов аплитовидных гранитов южного склона Гиссарского хребта.— Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, Душанбе, 1964, т. 8.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, «Дониш», 1966.

Богатырев Б. И. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В сб. Геология и минералогия коры выветривания. М., «Наука», 1970.
Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Тр. ВСЕГЕИ, Л., Нов. сер., 1962, т. 73.
Коннов Л. П. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии.— В сб. Латериты, Международный геол. конгресс, XXI сессия. М., «Недра», 1964.
Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 63.
Лучников В. С., Полянский Б. В. Литолого-фациальный анализ юрских отложений южного склона Гиссарского хребта в связи с перспективами их газоносности. Душанбе, Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1967, № 4.
Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. М., 1970.
Полянский Б. В. Некоторые вопросы стратиграфии и основные типы фаций нижнемезозойских отложений района каменноугольного месторождения Ташкутан.— Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, Душанбе, 1961_1, т. IV.
Полянский Б. В. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент — Лучоб.— Докл. АН ТаджССР, 1961_2, т. IV, № 2.
Полянский Б. В. Петрографо-минералогическая характеристика рэт-юрских отложений междуречья Ширкент — Ханака. Душанбе. Изв. АН ТаджССР. Сер. геол.-хим. и техн. наук, 1961, № 4.
Тарасенко А. Т. Магматизм центрального Таджикистана.— В кн. Геология СССР, ч. I, М., Госгеолтехиздат, 1959.
Тарасенко А. Т. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1961, № 46.
Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
9.VI.1971 г.

ского батолита было более интенсивным, чем при формировании третьей ассоциации. Повышенное содержание метаморфического кварца и турмалина можно объяснить тем, что размыву подвергались турмалиновые аплитовидные граниты среднего палеозоя, развитые, по Р. Б. Баратову (1964, 1966), в верховьях р. Майхура и по своему составу очень близкие описанной ассоциации (Баратов, 1966).

Таким образом, накопление юрских угленосных отложений центральной и восточной частей структуры Мечетли и образование рассмотренных четырех ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с севера и северо-востока Гиссарского и востока Каратегинского хребтов. Относительная пестрота обломочного материала, характерная для отложений первого и второго мезоциклов, свидетельствует о том, что в начальный период накопления угленосной формации (см. фиг. 2) большую роль играл доюрский рельеф, расчлененность и абсолютные отметки которого убывали с северо-востока к центральной части Таджикской депрессии. Существование крупных (Сангмилинское, Ширкентское, Шасамбаринское) поднятий (см. фигуры 3—5) и многочисленные мелкие положительные формы рельефа поставляли наряду с Гиссарским и Каратегинским хребтами значительное количество обломочного материала, который приносился многочисленными мелкими реками, имевшими горный характер. Об этом свидетельствует не только пестрота терригенно-минеральных ассоциаций, но и грубозернистый состав осадков первого и второго мезоциклов. Ко времени образования третьего и четвертого мезоциклов произошла значительная пенепленизация рельефа и размыву стали подвергаться более удаленные массивы в основном изверженных пород, в результате чего формировались более однородные по составу и сравнительно мелкозернистые породы аркозово-кварцевого состава, выдержанные по всей восточной части района (см. фигуры 2, 4, 5).

В заключение следует отметить, что краткая характеристика пород и распределения их терригенно-минеральных ассоциаций на территории южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта указывает на разнообразный минералогический состав терригенных отложений, сформировавшихся за счет размыва изверженных, метаморфических и осадочных пород, которые обрамляли депрессию либо слагали в пределах ее возвышенности доюрского рельефа. При изучении юрских угленосных отложений на территории южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта было установлено, что выделенные терригенно-минеральные ассоциации, как правило, связаны с определенными мезоциклами, которые более или менее хорошо выражены на значительных расстояниях в пределах угленосной формации и отвечают определенным и последовательно сменяющимся этапам ее образования.

Различные по минералогическому составу и степени зрелости терригенно-минеральные ассоциации пород, установленные в различных частях исследованного района, не являются случайными, они находятся в полном соответствии с фациальными и палеогеографическими особенностями накопления осадков и геологическим развитием южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана.— В кн.: Сборник научных трудов Ин-та геол. и геофиз. АН УзбССР, Ташкент, 1964, вып. 3.

Баратов Р. Б. Геолого-петрографические особенности интрузивов аплитовидных гранитов южного склона Гиссарского хребта.— Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, Душанбе, 1964, т. 8.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, «Дониш», 1966.

Богатырев Б. И. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В сб. Геология и минералогия коры выветривания. М., «Наука», 1970.

Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Тр. ВСЕГЕИ, Л., Нов. сер., 1962, т. 73.

Коннов Л. П. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии.— В сб. Латериты, Международный геол. конгресс, XXI сессия. М., «Недра», 1964.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 63.

Лучников В. С., Полянский Б. В. Литолого-фациальный анализ юрских отложений южного склона Гиссарского хребта в связи с перспективами их газоносности. Душанбе, Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1967, № 4.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. М., 1970.

Полянский Б. В. Некоторые вопросы стратиграфии и основные типы фаций нижнемезозойских отложений района каменноугольного месторождения Ташкутан.— Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, Душанбе, 1961_1, т. IV.

Полянский Б. В. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент — Лучоб.— Докл. АН ТаджССР, 1961_2, т. IV, № 2.

Полянский Б. В. Петрографо-минералогическая характеристика рэт-юрских отложений междуречья Ширкент — Ханака. Душанбе. Изв. АН ТаджССР. Сер. геол.-хим. и техн. наук, 1961, № 4.

Тарасенко А. Т. Магматизм центрального Таджикистана.— В кн. Геология СССР, ч. I, М., Госгеолтехиздат, 1959.

Тарасенко А. Т. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1961, № 46.

Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
9.VI.1971 г.

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 549.623.5

ГЛАУКОНИТ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ МЕЛ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

В. В. ШЕХОТКИН

Проведено сравнительное изучение аутигенных глауконитов разного цвета. По окраске выделено два типа. Установлено, что помимо цвета глаукониты отличаются и другими физическими данными, частично термическими данными и химическим составом, и лишь по рентгенографической характеристике они не различимы. Установлена зависимость некоторых физических свойств глауконитов от химического состава. Различие глауконитов нельзя связывать с различием фациальной обстановки или типом вмещающих пород, так как формирование глауконитсодержащих горизонтов происходило в сходной фациальной обстановке. Основная причина различия глауконитов, по-видимому, различная концентрация исходных продуктов в морской среде в период глауконитообразования.

На значительные скопления глауконита в осадочных породах Горного Крыма еще в прошлом веке обратили внимание И. Гуиллемин, Х. Абих и др. Позже ряд исследователей (Двойченко, 1914; Пилипенко, 1935) при изучении минералогии Крыма неоднократно упоминали о нем, но всестороннего и детального исследования его свойств не производили.

Пограничные ярусы Cr_2 и Pg_1 выходы которых протягиваются в виде узкой полосы в пределах второй гряды Крымских гор, сложены известняками и мергелями, обогащенными в определенных горизонтах (обычно у основания ярусов) песчано-алевритистым материалом, основные составляющие которого — кварц и глауконит (табл. 1). Глауконит горизонтов, залегающих у основания ярусов, образует наиболее компактные скопления у самого их основания. Вверх по разрезу количество и размер его зерен быстро убывают. Ниже рассматриваются обогащенные глауконитом горизонты.

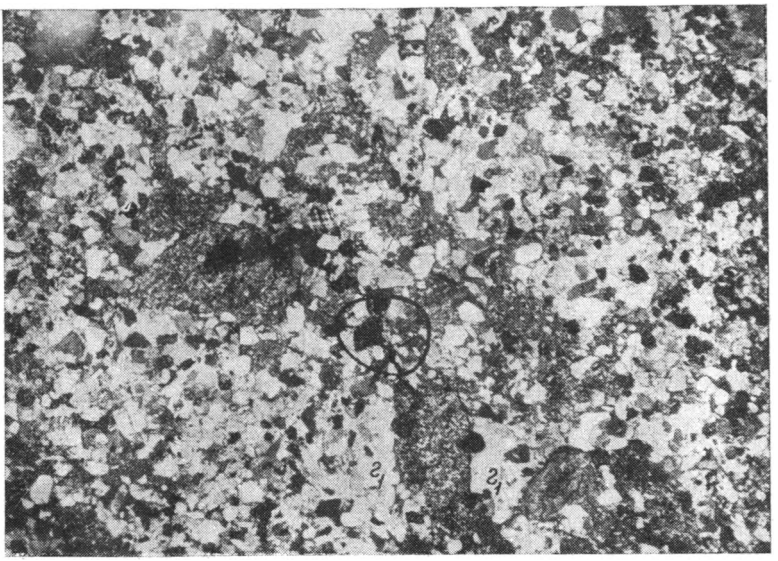
1. Верхняя часть маастрихта — зеленовато-серый алевритистый мергель, который в отдельных разрезах юго-западного Крыма обогащен глауконитом. Последний довольно равномерно распределен в породе и, в отличие от глауконита остальных горизонтов, преимущественно аллотигенный. Мощность горизонта 2—3 *м*.

2. Основание дата — мелкозернистый глауконито-кварцевый песчаник, алевролит (фиг. 1), реже алевритистый известняк с фосфоритами. В Горном Крыму горизонт развит повсеместно. Фосфориты представлены в основном ядрами фосфоритизированной маастрихтской фауны. Мощность горизонта 0,1—0,15 *м*.

3. Горизонт в основании верхнего палеоцена, развитый только в юго-западном Крыму, на протяжении всей полосы выходов (от пос. Инкерман до долины р. Альмы) изменяется по мощности и содержанию глауконита и по размеру его зерен. Наиболее отчетливо прослеживается в северо-восточной части полосы выходов — между долинами рек Бодрак и Альма. Юго-западнее горизонт выделяется менее отчетливо, количество глауконита значительно уменьшается, порода становится более известкови-

стой. В отличие от всех изученных горизонтов описываемый богат тонкодисперсным глауконитом (см. табл. 1). Зерна наиболее темные и нередко попадают в тяжелую фракцию (иногда до 80%), что объясняется спецификой химического состава — 22,83% Fe_2O_3 (см. табл. 1).

4. Горизонт в основании нижнего эоцена прослеживается в основном в юго-западном Крыму и является наиболее выдержанным. В восточных разрезах он довольно достоверно устанавливается в восточной части



Фиг. 1. Алевролит

Глауконит: $г_1$ — зернистый, $г_2$ — тонкодисперсный, николи +, ×70, основание дата, восточный Крым (хребет Узун-Сырт)

массива горы Ак-Кая. Сложен мелкозернистым кварцево-глауконитовым песчаником, иногда песчаной, алевритовой известковистой глиной с фосфоритами. Нередко содержание глауконита в этом горизонте настолько возрастает, что порода приобретает облик типичного глауконитита (см. табл. 1, пос. Инкерман). Фосфориты представлены обломками подстилающих пород и, реже, ядрами фауны. Мощность горизонта 0,1—1,2 *м* (пос. Инкерман), а на горе Ак-Кая 3 *м*.

5. Горизонт, обогащенный глауконитом в основании среднего эоцена, имеет ограниченное распространение, описан в одном из разрезов урочища Дереджилга в центральном Крыму. Сложен крупнозернистым кварц-глауконитовым песчаником, участками переходящим в гравелит. Глауконит представлен тремя разновидностями (см. табл. 1). Глауконит 1-й разновидности часто содержит в себе мелкие остроугольные зерна кварца, раковинки фораминифер (фиг. 4). Тонкодисперсный глауконит цементирует не только терригенные зерна и органогенный детрит, но иногда и зерна темно-зеленого глауконита 2-й разновидности. Глауконит 1-й и 3-й разновидностей, без сомнения, аутигенный, зерна темно-зеленого глауконита, по-видимому, аллотигенные. В описываемом разрезе мощность толщи, обогащенной глауконитом, 7—8 *м*, но наиболее богаты им нижние 0,5—0,6 *м*.

Описываемые глаукониты (их зернистые аутигенные разности) по цвету подразделены нами на два типа: первый — темноокрашенные (зеленые, темно-зеленые), встречающиеся во всех горизонтах, кроме основания среднего эоцена; второй — светло-зеленые, желтовато-зеленые глаукониты основания среднего эоцена в центральном Крыму.

Таблица 1

Характеристика глауконитов из некоторых горизонтов пограничных ярусов Cr_2 и Pg

Стратиграфическое положение	Нерастворимый остаток, %	Содержание глауконита в породе, %	Модификация и содержание, %	Форма выделений	Цвет	Размер, *мм*; содержание, %	Удельный вес, *г/см³*	Микроскопическая характеристика
Верхи маастрихта	20—25, иногда до 60 (р. Кача)	До 20—юго-западный Крым; до 10—центральный и восточный Крым	Зерна, 99	Округлая, почковидная, иногда с трещинами синерезиса	Темно-зеленый, желтовато-зеленый, зеленовато-желтый	0,01—0,1; 60—70 0,1—0,25; 30—40.	Не определялся	Микроагрегатная структура; Ng=1,625; Np=1,612±0,005
			Тонкодисперсная, 1	Неправильная за счет цементации обломочных зерен	Желто-зеленый	Непостоянен, в среднем 0,2 *мм*	То же	Микроагрегатная структура
			Пластинчатые образования, единичные находки	Пластинки со спайно-листоватым строением; расщепляются на желтовато-зеленые и зеленые таблички		0,10×0,15; 80—90 0,2×0,3; 10—20	» »	Отмечается чередование тонких извилистых полосок, окрашенных в зеленоватый цвет разной интенсивности*; плеохроизма нет; $N_{ср}$=1,612±0,006
Основание ата	29—30, иногда до 57	6—10, до 30—юго-западный Крым; 5—22, до 40—центральный и восточный Крым	Зерна, 97	Лопастная, почковидная с трещинами синерезиса; иногда со светлой корочкой (см. фиг. 3)	Темно-зеленый, иногда светло-зеленый (центральный и восточный Крым)	0,1—0,25; 85. 0,1—0,5; 15 (восточный Крым)	2,72—2,80	Микроагрегатная структура; светлые зерна в скрещенных николях темней зерен с нормальной зеленой окраской; корочка бесцветная, хорошо поляризует свет; $N_{ср}$=1,602 ± ±0,002; иногда 1,607—1,615
			Тонкодисперсная, 3	Неправильная за счет цементации обломочных зерен (фиг. 1) и заполнения камер органических остатков	Ярко-зеленый	Непостоянен за счет неправильной формы, обычно до 0,2	Не определялся	Микроагрегатная структура

			Пластинчатые образования, ед.	Пластинки со спайно-листоватым строением	Желто-зеленый, реже зеленый, темно-зеленый	0,1—0,2; 90. 0,2—0,3; 10.	То же	Чередование тонких полосок, окрашенных в зеленый цвет разной интенсивности
Основание верхнего палеоцена	18—38, иногда до 50—60	10—30	Зерна, 90	Округлая, уплощенная	Темно-зеленый, изредка пятнистый	0,1—0,25; 75. 0,25—0,5 и 0,01—0,1; 25.	2,80—2,85, иногда больше	Микроагрегатная структура; Ng=1,630; Np=1,610; Ng—Np= =0,020
			Тонкодисперсная, 5—10	Неправильная, так как он импрегнирует (реже цементирует) обломочные зерна, образует зооморфозы (фиг. 2)	Темно-зеленый, зеленый	Зависит от формы выделений; до 0,2—0,3 *мм*	Не определялся	Микроагрегатная структура
			Пластинчатые образования, ед.	Пластинки со спайно-листоватым строением	Зеленый	0,1—0,2	То же	Чередование тонких полосок, окрашенных в зеленый цвет разной интенсивности; $N_{ср}$= =1,598—1,605
Основание нижнего эоцена	47—48, иногда до 67—69	40—44, до 57—юго-западный Крым (пос. Инкерман)	Зерна, 99	Лопастная с трещинами синерезиса	Темно-зеленый, почти черный в юго-западном Крыму; зеленый, темно-зеленый пятнистый в центральном Крыму	0,1—0,25; 75. меньше 0,1; 25.	2,71—2,78; иногда 2,85	Микроагрегатная структура; Ng=1,622; Np=1,600; Ng—Np= =0,022
			Тонкодисперсная, 1	Импрегнирует обломочные зерна	Зеленый	Зависит от размера трещин в обломочных зернах	Не определялся	Микроагрегатная структура
			Пластинчатые образования, ед.	Пластинки со спайно-листоватым строением	Желтовато-зеленый	0,1—0,15		Чередование тонких полосок, окрашенных в зеленый цвет разной интенсивности

Таблица 1 (окончание)

Стратиграфическое положение	Нерастворимый остаток, %	Содержание глауконита в породе, %	Модификация и содержание, %	Форма выделений	Цвет	Размер, мм; содержание, %	Удельный вес, г/см³	Микроскопическая характеристика
Основание среднего эоцена	50	40	Зерна, 90 (см. фиг. 4)	Округлая, сплющенная	Светло-зеленый, желтовато-зеленый	3,0—5,0; 70.	2,53	Микроагрегатная структура; $N_{ср}=1,590$
				Округлая с глянцевидной поверхностью, часто окатанная	Темно-зеленый	0,1—0,25; 20.	Не определялся	Микроагрегатная структура
			Тонкодисперсные образования, 10	Зооморфозы, цементированные обломочные зерна и органогенный детрит	Светло-зеленый	Зависит от размеров занимаемого пространства	То же	То же

*Светлые при одном николе полоски, при двух окрашены в желто-зеленый цвет, хорошо поляризуют свет; темные (более густой зеленой окраски) полоски — со слабо выраженной микроагрегатной поляризацией.

Глауконит первого типа от второго, помимо цвета, отличается более мелкими зернами, обычно с трещинами синерезиса, большей плотностью и показателями преломления. Между двумя последними характеристиками глауконита отмечается прямая зависимость (фиг. 5).

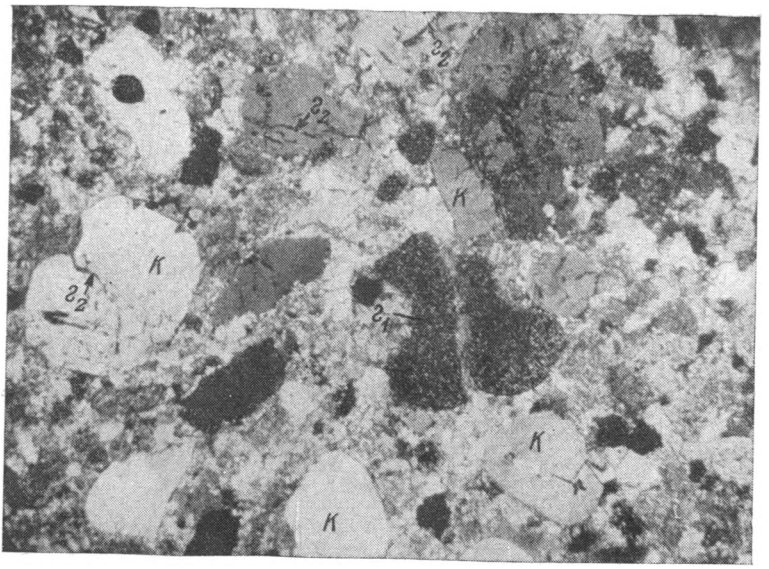
Результаты химических анализов глауконита приведены в табл. 2. В глауконите первого типа в сравнении со вторым больше Fe_2O_3 и K_2O и меньше SiO_2. Al_2O_3 в обоих типах примерно одинаково. Содержание в глауконитах первого типа 7,5—8% K_2O, по И. К. Бентору и М. Кастнеру (Bentor, Kastner, 1965), указывает на их минералогическую чистоту.

Из построенных графиков изменения плотности и оптических свойств глауконитов в зависимости от химического состава следует, что имеется обратная зависимость плотности глауконита от содержания в нем SiO_2 (фиг. 6) и прямая — от содержания K_2O (фиг. 7). Показатель преломления изменяется в прямой зависимости от изменения содержания K_2O и Fe_2O_3 (фиг. 8, 9). На подобную зависимость имеются указания в литературе (Костылева, 1961).

Пересчет химического состава глауконитов производился по методу В. С. Соболева (1949). В табл. 3 приведены кристаллохимические формулы глауконитов и молекулярные соотношения основных компонентов, соответствующие анализам табл. 2.

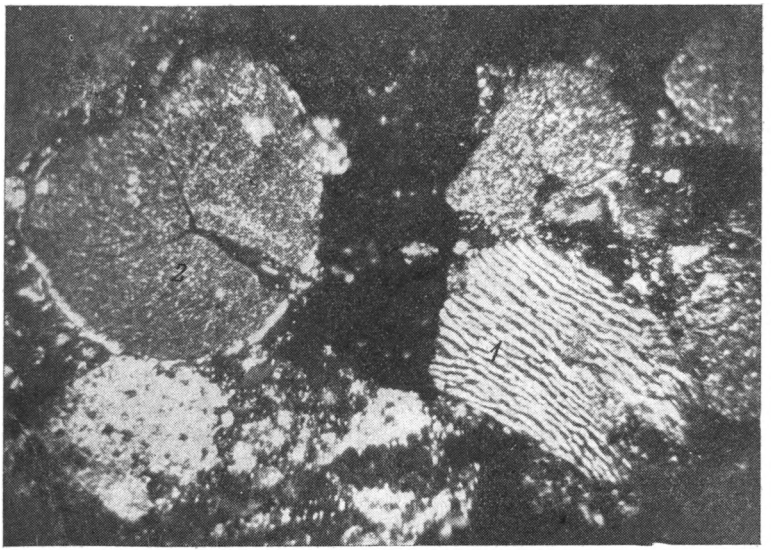
Из формул видно, что часть Al входит в состав октаэдрического слоя, а часть восполняет в тетраэдрах недостаток Si. Недостаток K в промежуточном слое компенсируется гидроксонием. Поскольку в октаэдрических слоях глауконитов Fe преобладает над Al, то глаукониты обоих типов могут быть отнесены к железистым разностям.

По молекулярным отношениям глауконит первого типа отличается от глауконита второго типа



Фиг. 2. Песчаник

к — кварц, $г_1$ — зернистый глауконит, $г_2$ — тонкодисперсный глауконит по трещинам проникает в зерна кварца, николи +, ×65, основание верхнего палеоцена, юго-западный Крым (с. Предущельное)



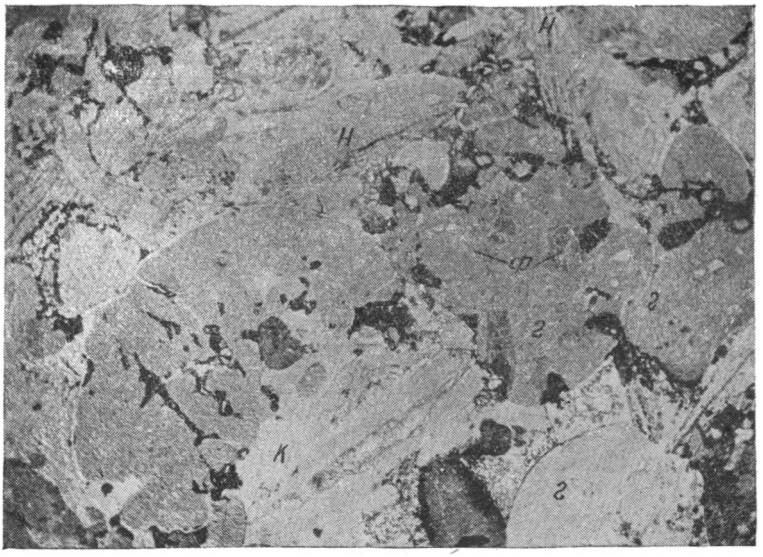
Фиг. 3. Глауконит

1 — пластинчато-спайной структуры, *2* — зерно со светлой корочкой и трещинами синерезиса, николи +, ×130, основание дата, центральный Крым (гора Джанык-Бет)

большими значениями коррелятивов $Fe_2O_3 : Al_2O_3$, $R_2O : R_2O_3$, $RO : R_2O_3$ и пониженным значением коррелятива $SiO_2 : R_2O_3$ (см. табл. 3).

Полуколичественным спектральным анализом в глауконитах обоих типов установлено присутствие Be, V, Cr, Ag в количествах, близких к кларковым; кроме того, в глауконите второго типа отмечается повышенное, в сравнении с глауконитом первого типа, содержание Ni и Co — до 0,005%.

Изучение рентгенограмм глауконитов обоих типов не позволяет наметить между ними какие-либо различия. Сравнение их с рентгенограм-



Фиг. 4. Нуммулитовый известняк

г — крупные зерна глауконита, *к* — кварц, *ф* — остатки фораминифер, *н* — нуммулиты, черное — гидроокислы Fe, николь один, ×30, основание среднего эоцена, центральный Крым (урочище Дереджилга)

мами глауконитов других областей (Горбунов и др., 1952; Лазаренко, 1956) указывает на совпадение или близость основных линий тех и других (табл. 4). Кроме того, отмечается ряд линий, близких к характерным линиям минералов группы монтмориллонита.

На термограммах изученных глауконитов (фиг. 10) отмечается три эндотермических эффекта. Первый, наиболее отчетливый, с максимумом при 78—80°, соответствует выделению адсорбционной воды (Горбунов и др., 1952; Лазаренко, 1956). Иногда максимум сдвигается вправо до 90—100°. Второй и третий эффекты выражены значительно слабее. Второй, с максимумом при 500—580°, соответствует выделению конституционной воды и, по-видимому, частичному разрушению кристаллической решетки; положение максимума 500—580°. Третий эффект — при 854—880° — связан с окончательным разрушением структуры минерала. На всех кривых в пределах 980° проявляется слабый экзотермический пик, обусловленный образованием нового кристаллического вещества — шпинели (Горбунов и др., 1952). Потеря воды в описываемых глауконитах редко превышает 8—9%, часто ниже ($\Delta P = \pm 2{,}8\%$).

Термограммы некоторых глауконитов центрального Крыма (пробы 448 из основания дата и 397—1 — глауконит второго типа из основания среднего эоцена), в отличие от термограмм всех прочих глауконитов, имеют сдвиг второго эндотермического пика до 500° против 556—571°. Сравнение термограмм исследуемых глауконитов с термограммами глауконитов других областей (Горбунов и др., 1952; Лазаренко, 1956), указывает на значительный сдвиг первой эндотермической остановки влево и слабое проявление второго и третьего эндотермических пиков. Второй пик в описываемых глауконитах (см. фиг. 10) — широкий и пологий. Характер первого и второго пиков (особенно первого) указывает на большое сходство с монтмориллонитом.

Среди зернистых глауконитов выделяется две генетические разновидности: аллотигенная и аутигенная. Глауконит первой разновидности встречается в меньшем количестве. Он попадал в осадок в результате размыва более древних глауконитсодержащих толщ, поскольку простран-

Таблица 2

Химический состав глауконитов

№ пробы	Место взятия	Стратиграфическое положение	Цвет	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
151	Центральный Крым, гора Айлянма-Кая	Основание дата	Желтовато-зеленый	49,76	0,15	7,43	19,09	1,59	—	0,40	4,42	7,53	—	0,06	2,25	8,02	100,75
254	Центральный Крым, гора Алан-Кыр	То же	Зеленый	50,06	0,17	6,63	13,51	1,66	—	0,35	5,16	7,35	0,62	0,09	1,52	8,31	100,48
448	Центральный Крым, гора Бор-Кая	» »	Темно-зеленый	50,34	0,12	6,51	19,01	2,33	—	0,50	4,08	7,23	—	0,05	2,03	8,15	100,75
80	Юго-западный Крым, р. Кача	Основание верхнего палеоцена	То же	49,02	0,22	5,31	22,83	2,45	—	—	4,28	7,59	0,03	0,07	0,91	7,35	100,06
108	Юго-западный Крым, г. Бахчисарай	Основание нижнего эоцена	Зеленый	50,30	0,20	7,29	19,0	2,70	—	—	4,60	7,53	0,07	0,04	1,93	6,79	100,45
88	Юго-западный Крым, р. Кача	То же	Темно-зеленый	49,78	0,23	7,43	13,70	2,59	—	1,00	4,46	7,40	0,16	0,04	2,25	5,76	99,90
23	Юго-западный Крым, пос. Инкерман	» »	Тот же	49,30	0,12	5,10	19,0	3,17	—	0,30	4,57	7,95	0,07	0,20	1,19	7,23	99,73
123	Центральный Крым, гора Ак-Кая	» »	Зеленый	49,62	0,15	7,47	19,86	1,54	—	0,46	4,92	7,43	—	0,07	1,44	7,20	100,16
121	Там же	» »	Тот же	50,35	0,12	5,99	20,44	1,73	—	Следы	4,73	7,62	0,11	0,05	2,39	6,26	99,79
120	» »	» »	Зеленый, темно-зеленый	51,20	0,13	5,20	20,84	1,73	—	—	5,11	7,60	0,11	0,04	2,31	5,66	99,93
397—1	Центральный Крым, урочище Дереджилга	Основание среднего эоцена	Светло-зеленый, желто-зеленый	52,87	0,28	7,20	17,80	0,86	0,05	1,15	4,42	5,60	0,07	0,11	3,63	5,47	99,46

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИМР МГ УССР Р. В. Романенко.

Таблица 3

Кристаллохимические формулы глауконита и молекулярные отношения окислов

№ пробы	Стратиграфическое положение	Формула	Отношение окислов			
			$SiO_2:R_2O_3$	$Fe_2O_3:Al_2O_3$	$R_2O:R_2O_3$	$RO:R_2O_3$
151	Основание дата	$(K_{0,72}Ca_{0,03}[H_3O]_{0,25})_1 \cdot Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,07}Mg_{0,5}Al_{0,33}Fe^{\cdot\cdot}_{0,1})_2 \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,27}Si_{3,73}O_{10}} \cdot 1,47H_2O$	4,32	1,61	0,42	0,69
254	То же	$(Na_{0,1}K_{0,69}[H_3O]_{0,18})_{0,97} \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,02}Mg_{0,57}Al_{0,30}Fe^{\cdot\cdot}_{0,1})_{1,99} \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,28}Si_{3,71}Ti_{0,01}O_{10}} \cdot 1,14H_2O$	4,62	1,77	0,50	0,84
448	» »	$(K_{0,69}Ca_{0,04}[H_3O]_{0,27})_1 \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,1}Mg_{0,5}Al_{0,3}Fe^{\cdot\cdot}_{0,1})_2 \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,3}Si_{3,7}O_{10}} \cdot 1,26 \cdot H_2O$	4,56	1,88	0,42	0,75
80	Основание верхнего палеоцена	$(K_{0,71}[H_3O]_{0,29})_1 \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,26}Mg_{0,48}Al_{0,09}Fe^{\cdot\cdot}_{0,15})_2 \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,35}Si_{3,65}O_{10}} \cdot 0,63 \cdot H_2O$	4,20	2,75	0,41	0,72
108	Основание нижнего эоцена	$(K_{0,72}[H_3O]_{0,31})_{1,03} \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,06}Mg_{0,51}Al_{0,39}Fe^{\cdot\cdot}_{0,17})_{2,12}(OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,25}Si_{3,75}O_{10}} \cdot 0,96H_2O$	4,42	1,67	0,43	0,80
88	То же	$(K_{0,7}Ca_{0,07}Na_{0,03}[H_3O]_{0,2})_1 \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,03}Mg_{0,49}Al_{0,29}Fe^{\cdot\cdot}_{0,16})_{1,97} \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,34}Si_{3,65}Ti_{0,01}O_{10}} \times$ $\times 0,58H_2O$	4,42	1,66	0,43	0,78
23	» »	$(K_{0,75}Ca_{0,02}Na_{0,01}[H_3O]_{0,22})_1 \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,07}Mg_{0,51}Al_{0,13}Fe^{\cdot\cdot}_{0,19})_{1,90} \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,32}Si_{3,68}O_{10}} \times$ $\times 0,76H_2O$	4,87	2,38	0,50	0,94
123	» »	$(Na_{0,03}K_{0,71}[H_3O]_{0,26})_1 \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,1}Mg_{0,55}Al_{0,26}Fe^{\cdot\cdot}_{0,09})_2 \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,39}Si_{3,6}Ti_{0,01}O_{10}} \cdot 0,74H_2O$	4,11	1,70	0,40	0,73
121	» »	$(Na_{0,01}K_{0,72}[H_3O]_{0,27})_1 \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,13}Mg_{0,52}Al_{0,22}Fe^{\cdot\cdot}_{0,11})_{1,98} \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,3}Si_{3,7}O_{10}} \cdot 0,6H_2O$	4,54	2,17	0,45	0,80
120	» »	$(Na_{0,02}K_{0,73}[H_3O]_{0,27})_{1,02} \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1,15}Mg_{0,57}Al_{0,21}Fe^{\cdot\cdot}_{0,11})_{2,04} \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,24}Si_{3,75}Ti_{0,01}O_{10}} \cdot 0,5H_2O$	4,72	2,55	0,46	0,84
397—1	Основание среднего эоцена	$(K_{0,51}Ca_{0,08}[H_3O]_{0,40})_{0,99} \cdot (Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,95}Mg_{0,48}Al_{0,43}Fe^{\cdot\cdot}_{0,05})_{1,91} \cdot (OH)_2 \cdot \boxed{Al_{0,19}Si_{3,8}Ti_{0,01}O_{10}} \times$ $\times 0,57H_2O$	4,78	1,56	0,33	0,68

Таблица 4

Рентгенограммы некоторых образцов глауконитовых зерен

(условия съемки: Fe-излучение: $r = 0{,}25$ *мм*, $2R = 57{,}3$ *мм*; $U = 40$ *кv*, $I = 12$ *mA*; $t_{эксп} = 12$ час)

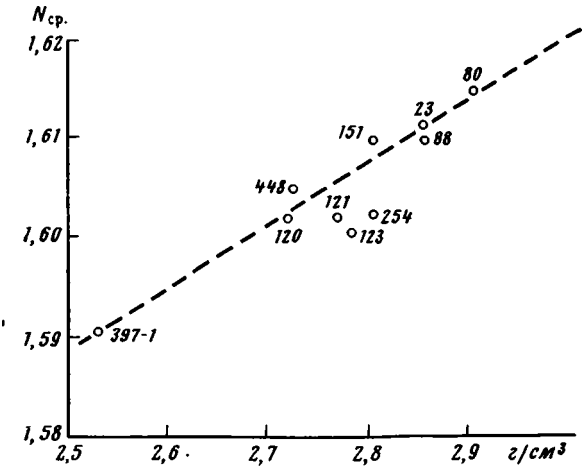
№ линии	№ пробы, место взятия, возраст							
	108, юго-западный Крым, основание нижнего эоцена		448, центральный Крым, основание дата		397—1, центральный Крым, основание среднего эоцена		155, восточный Крым, основание дата	
1	5	11,08	2	10,75	7	10,61	—	—
2	1	5,06	—	—	1	4,99	1	4,98
3	8	4,61	2	4,57	7	4,53	3	4,58
4	1	3,75	2	3,68	3	3,66	3	3,71
5	1	3,40	9	3,36	9	3,36	10	3,36
6	—	—	10	3,04	10	3,04	10	3,05
7	1	2,92	3	2,78	1	2,88	1	2,89
8	10	2,61	2	2,60	9	2,60	4	2,60
9	8	2,43	1	2,41	5	2,42	1	2,40
10	1	2,28	6	2,28	5	2,29	7	2,29
11	—	—	1	2,13	—	—	2	2,13
12	1	2,02	1	2,07	1	2,00	1	2,01
13	—	—	—	—	1	1,826	—	—
14	—	—	—	—	1	1,777	—	—
15	—	—	—	—	1	1,708	—	—
16	2	1,674	1	1,671	2	1,676	2	1,672
17	10	1,521	ш6	1,517	10	1,517	ш3	1,523
18	—	—	—	—	1	1,500	—	—
19	1	1,451	—	—	—	—	—	—
20	—	—	1	1,353	—	—	1	1,353
21	—	—	1	1,335	1	1,335	1	1,335
22	2	1,307	1	1,305	4	1,308	—	—
23	—	—	1	1,254	1	1,254	—	—
24	—	—	1	1,232	1	1,234	—	—
25	—	—	1	1,060	1	1,059	2	1,061
26	—	—	3	1,031	1	1,029	6	1,032

Анализы выполнены в рентгеноструктурной лаборатории ИМР МГ УССР Д. В. Бугаенко.

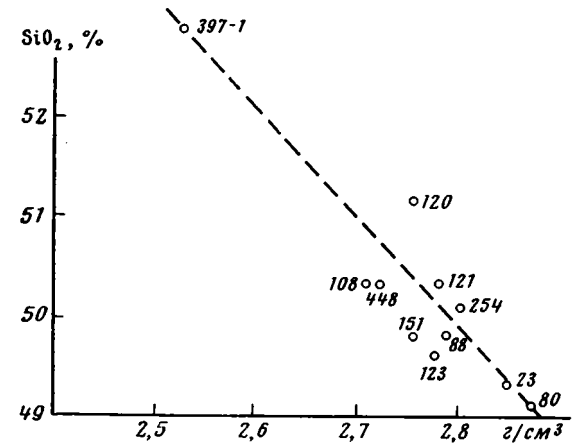
ственно они были локализованы на тех же участках. Так, глауконит из горизонта на горе Ак-Кая попал в осадок в результате размыва отложений дата, которые были развиты в этом разрезе, так как в песчаной толще встречаются целые глыбы — останцы крепкого криноидно-мшанкового известняка и глауконитового песчаника с многочисленными датскими устрицами и морскими ежами. На этом участке, помимо датских, размывались и лежащие ниже отложения: в описываемом песчаном горизонте встречаются переотложенные ростры белемнитов Cr_2, маастрихтские пектены и одиночные кораллы. Глубина образования песчаной толщи была невелика, однако достаточна для того, чтобы тонкостенные раковины соленов, захороненных здесь, не были повреждены прибрежным волнением.

К переотложенному относится и глауконит из верхов маастрихта. Формирование глауконитсодержащей толщи также связано с обмелением бассейна и происходило на малой глубине в зоне волнения моря, на что указывает наличие банок пектенов и ростров белемнитов. Зерна глауконита часто окатаны, по размеру обычно мельче зерен кварца, трещины синерезиса содержат редко.

Темно-зеленый глауконит из основания среднего эоцена, как и описанные выше, аллотигенный. От светло-зеленого отличается меньшим размером, глянцевидной поверхностью. В осадок он, как и зерна кварца, попал прежде, чем осел гель светло-зеленого глауконита и сцементировал терригенный детрит, органические остатки, а иногда, и зерна темно-зеленого глауконита. На аллотигенный характер последнего указывает и



Фиг. 5. Соотношение показателей преломления и плотности глауконитов



Фиг. 6. Зависимость плотности глауконитов от содержания SiO_2

наличие его в лежащих выше песчанистых известняках при полном отсутствии в них светлых зерен первой разновидности.

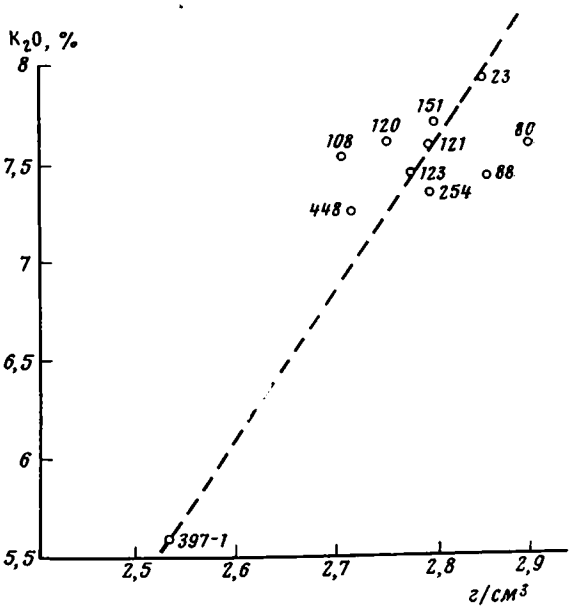
По вопросу образования аутигенного глауконита и связи различных его типов с фациальными условиями существуют противоречивые мнения. Так, Л. И. Горбунова (1950) на примере изучения глауконитовых образований Подмосковья установила приуроченность наиболее светлого, обедненного Fe глауконита к глубоководным фациям глин, а темно-зеленого, относительно богатого Fe глауконита — к мелководным песчаным фациям, тогда как В. А. Махинин (1951), изучая глауконит из олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива, пришел к противоположному выводу.

Для выяснения причин различия физических свойств и химического состава аутигенных глауконитов обоих типов рассмотрим условия их образования. Глаукониты первого типа, несмотря на возрастные различия вмещающих их толщ, характеризуются близкими свойствами, так как образовались в сходной фациальной обстановке (все они приурочены к основаниям песчаных трансгрессивных толщ). Лопастная форма зерен, обычно с трещинами синерезиса, частая их сплющенность, включения в глауконите мелких обломочных зерен и микрофауны, наличие тонкодисперсного (цементного) глауконита и обилие зооморфоз указывают на то, что он образовался в самом осадке в период раннего диагенеза. Образование трещин синерезиса и сплющивание зерен глауконита происходило при их дегидратации.

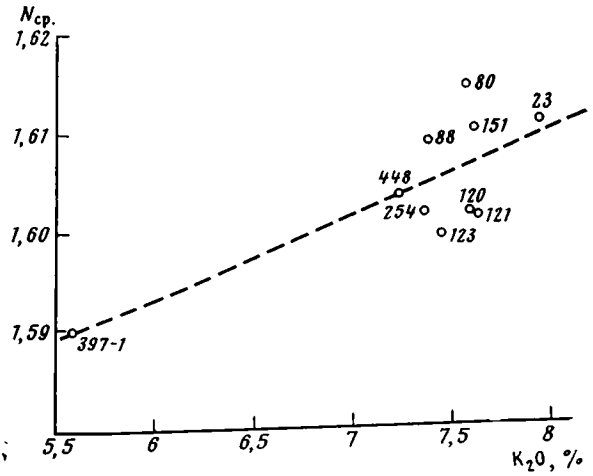
Образование глауконита второго типа также связано с трансгрессией моря. Он локализуется в песчаной толще, глубина образования которой была примерно равна таковой для толщ, содержащих глауконит первого типа, потому что в ней в большом количестве встречаются нуммулиты, организмы мелкого моря. Описываемый глауконит также сингенетичен осадконакоплению и раннедиагенетичен, так как для него еще в большей мере, чем для глауконита первого типа, характерно наличие зооморфоз, включений терригенного и органогенного детрита, сплющенность зерен.

Таким образом, различие глауконитов нельзя связывать с различием фациальной обстановки или типом вмещающих пород, так как они были

примерно одинаковыми. Не исключая полностью влияние этих факторов, можно считать, что основной причиной различия глауконитов, по-видимому, являлась разная концентрация исходных продуктов в морской среде в период глауконитообразования. По мнению Л. И. Горбуновой (1961), при образовании глауконита первоначальные концентрации исходных веществ в морской воде играли важную роль. В данном случае состав суши, снабжавшей бассейн продуктами химического выветривания, для глауконитов обоих типов был, вероятно, различен. Косвенным доказательством этого может служить наличие только в глауконите второго типа MnO и несколько большая в сравнении с прочими глауконитами концентрация Ni и Co. Хотя содержание MnO невелико (0,05%), оно не отмечено не только в пробах глауконитов юго-западного Крыма, но и в глауконитах центрального Крыма из разрезов, сравнительно близких к урочищу Дереджилга, где был отобран более светлый глауконит второго типа (см. табл. 2).



Фиг. 7. Зависимость плотности глауконитов от содержания K_2O



Фиг. 8. Зависимость показателей преломления глауконитов от содержания K_2O

Глаукониты нередко подвергались эпигенетическим изменениям как сразу после своего образования, до литификации осадка, так и после нее. Первое было возможно вследствие подвижности морской воды, способствовавшей перемещению образовавшихся зерен в условия иной среды, что сказывалось на их катионном обмене, т. е. составе, а следовательно, и цвете. Цвет глауконитов крайне непостоянен в пределах одновозрастных горизонтов или одного горизонта. Нередки даже случаи, когда одно зерно разно окрашено и имеет пятнистый облик. Как показали исследования С. К. Кропачевой и др. (1968), глауконитовые зерна и по структуре могут быть неоднородны даже в одном и том же образце из узкого стратиграфического интервала. Это обстоятельство, как и неоднородность цвета глауконитов, следствие изменения физико-химических условий.

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

УДК 552.54 : 553.43 : 553.277 : 551.242

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЛАСТОВЫХ СВИНЦОВЫХ РУД РАЙОНА ДЖЕРГАЛАН (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Т. Д. ДЖУМАЛИЕВ, В. Г. КОРОЛЕВ

В Джергаланском районе к терригенно-карбонатному комплексу орогенной молассовой формации карбона приурочены пластовые тела меди и свинца. Путем комплексного изучения этой формации и ее рудоносного терригенно-карбонатного комплекса методом структурно-фациального анализа получены новые данные, представляющие определенный интерес в решении проблемы генезиса и закономерностей размещения пластовых тел свинца в пределах структур и фациальных разностей карбонатных пород. Пластовые залежи свинца Джергаланского района в генетическом отношении являются полистадиальными — седиментационно-диагенетически-катагенетическими (Страхов, 1962) или в значительной степени возрожденными (Константинов, 1963).

В Джергаланском районе Северного Тянь-Шаня широко распространены отложения ранне- и среднекаменноугольного возраста, по составу и условиям образования соответствующие орогенной катаплатформенной молассовой формации (Херасков, 1967). Снизу вверх они расчленяются на континентальный молассовый, рудоносный терригенно-карбонатный, эвапоритовый и континентальный молассовый естественные комплексы (Джумалиев, Королев, 1968). К рудоносному терригенно-карбонатному комплексу приурочены пластовые тела меди и свинца. Относительно их генезиса существуют две точки зрения: первично-осадочная (Попов, 1955, 1962; Богомазов, 1957; Страхов, 1962; Джумалиев, Королев, 1966; и др.) и гидротермальная (Бурыхина, 1957; Кензин, 1958; и др.).

Они разрабатывались на основе детального изучения в основном рудоносных горизонтов и собственно рудных тел в пределах месторождений и рудопроявлений. Нами для решения вопросов о закономерностях размещения и генезиса пластовых тел свинца было проведено комплексное изучение всей каменноугольной молассовой формации района методом структурно-фациального анализа. Наиболее детально изучался ее рудоносный терригенно-карбонатный комплекс, включающий тюпскую и учкашкинскую свиты. Было составлено около 40 детальных послойных разрезов этих свит с расчленением их на микроритмы (ритмопачки). На всех месторождениях и рудопроявлениях изучалось изменение содержания свинца в зависимости от изменения состава пород и их мощностей в пространстве, т. е. в связи с положением рудоносных пачек в тех или иных частях конседиментационных структур. Проводился анализ зональности оруденения, связи между общим содержанием свинца в слое, вторичной складчатостью и трещинной тектоникой. Выяснялась роль сутуро-стилолитовых поверхностей в локализации руд, закономерности изменения состава и количественного соотношения рудоносных кремнистых и карбонатно-кремнистых конкреционных образований по простиранию и падению пластов пород. Особое внимание было уделено

выяснению взаимоотношений отложений карбона с магматическими образованиями и изучению вторичного изменения пород, послойному изучению петрографического состава карбонатных и терригенных пород и конкреционных образований всех составленных разрезов с применением кальциметрического, спектрального, силикатного, термического анализов.

При сравнительном формационном анализе рудовмещающих толщ района Джергалан и их аналогов (Джумалиев, Королев, 1968) устанавливаются во многом сходные закономерности размещения рудных тел. Поэтому отдельные положения данной статьи, являющейся обобщением материала, полученного нами при изучении карбона района Джергалан и смежных районов, представляют определенный интерес в решении проблемы генезиса и закономерностей размещения пластовых тел свинца в палеоструктурах и фациальных разностях карбонатных пород.

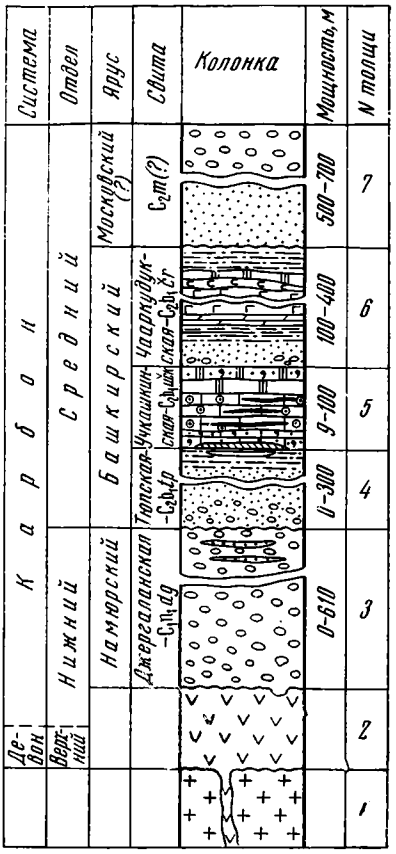
Основные черты геологического строения района. К древним образованиям района относятся осадочно-метаморфические толщи рифея, кембрия и ордовика, прорванные каледонскими гранитоидными интрузиями и девон-нижнекарбоновыми (?) кислыми эффузивами и их туфами. На них с размывом залегает средне-верхнепалеозойский покров, представленный осадочными образованиями нижнего и среднего карбона, несогласно перекрытыми рыхлыми отложениями юры, неогена и антропогена (фиг.1). Эффузивно-экструзивные породы условно позднедевонского — раннекарбонового возраста резко несогласно перекрывают нижний палеозой и прорывающие его каледонские интрузии (каледонское несогласие) и с размывом, также несогласно, сменяются отложениями визейского и намюрского ярусов.

Каменноугольные отложения заполняют Текесскую депрессию, с юга и юга-запада окаймленную древним Терскейским поднятием. По особенностям геологического строения, полноте разрезов и времени осадконакопления Текесская депрессия подразделяется на Тюпскую и Текесскую структурно-фациальные подзоны (Королев, 1956). В последней нижний карбон представлен терригенными и терригенно-карбонатными породами кольторской (визе — нижний намюр) и тиекской (нижний намюр) свит. В Тюпской подзоне они полностью замещаются континентальными нижненамюрскими пестроцветными конгломератами джергаланской свиты (см. фиг. 1).

Отложения башкирского яруса среднего карбона в обеих подзонах накапливались в более или менее сходных условиях и представлены следующими подразделениями.

Тюпская свита сложена терригенными породами с линзами известняков, в областях поднятий лежит с размывом на докарбоновом фундаменте, а в депрессиях — со скрытым стратиграфическим несогласием перекрывает отложения нижнего намюра. Мощность зависит от положения в структурах: наибольшая (250—300 *м*) — в депрессиях, наименьшая (0—15 *м*) — на поднятиях. Учкашкинская свита сменяет согласно с постепенным переходом тюпскую, а в сводовых частях конседиментационных антиклиналей располагается на размытой поверхности докарбонового основания. Отложения этой свиты, заключающие пластовые тела меди и свинца, сложены обломочными, органогенными и хемогенными известняками и мергелями, седиментационными известковистыми доломитами с прослоями пестроцветных песчаников, алевролитов и карбонатно-гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин. Мощность 9—150 *м* в зависимости от пространственного размещения в пределах структур. Чааркудукская свита согласно залегает на учкашкинской и образована ритмичным чередованием пестрых песчаников, алевролитов, глин, мергелей, гипсов с линзами каменной соли. Мощность 50—500 *м*.

Отложения, условно отнесенные к московскому ярусу, залегают без видимого несогласия на чааркудукской свите. В их составе доминируют



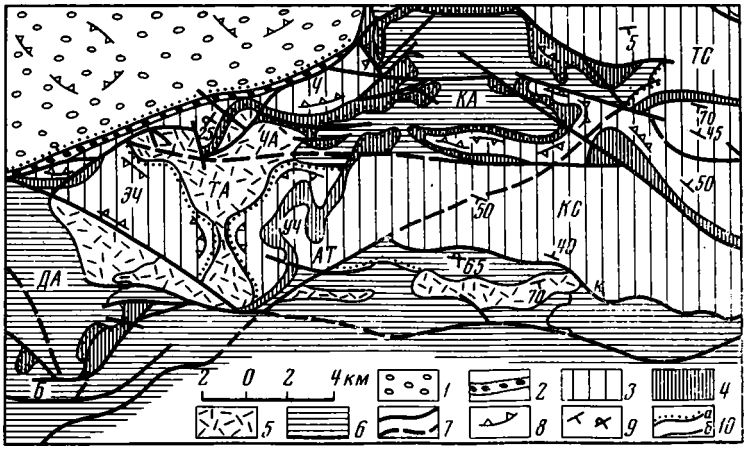
Фиг. 1

Фиг. 1. Стратиграфическая колонка карбона района Джергалан

1 — силур-девонские гранитоидные породы; *2* — девонские кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы, гранит-порфиры; *3* — валунные и разногалечные полимиктовые конгломераты; *4* — полимиктовые мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, линзы известняков; *5* — обломочно-органогенные, органогенные, хемогенные известняки, мергели, седиментационные доломиты, прослои алевролитов и глин, пластовые залежи медных (внизу) и свинцовых (в середине) руд; *6* — гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, седиментационные доломиты, ангидриты, гипсы, линзы каменной соли; *7* — вверху — известняковые конгломераты, внизу — полимиктовые песчаники

Фиг. 2. Тектоническая схема района Джергалан

Мезозойско-кайнозойские впадины: *1* — верхний структурный ярус — формация покровных моласс (N+An), *2* — нижний структурный ярус — угленосная формация (I): *эпикаледонские наложенные мульды и грабен-синклинали:* верхний структурный ярус: *3* — намюр-среднекарбоновая покровная пестроцветная формация и *4* — рудоносные карбонатные породы среднего карбоната, *5* — нижний структурный ярус — липаритo-дацитовая формация верхнего девона — нижнего карбона; *6* — каледонский складчатый фундамент; *7* — разломы достоверные и предполагаемые; *8* — контуры брахискладок; *9* — элементы залегания нормальные и опрокинутые; *10* — контакты несогласные (*а*), интрузивные и границы формаций (*б*); *структуры*: герцинские грабен-синклинали: ТС-Текесская, КС-Кокджарская, УЧ-Учкашкинская, ЭЧ-Экичатская, Ч—Чааркудукская; герцинские горст-антиклинали: КА—Каркаринская, ДА — Джергесская, ЧА—Чааркудукская, ТА—Тюпская поперечная брахиантиклиналь; разломы: Б — Бозучукский, Д — Джергаланский, АТ — Айторский, К — Кубергентинский



Фиг. 2

пестроцветные полимиктовые песчаники и конгломераты мощностью до 3000—4000 *м*. Выше отложения карбона с размывом и крупным несогласием, связанными с герцинской складчатостью, перекрываются угленосными отложениями юры.

В Джергаланском районе развиты каледонские и раннегерцинские магматические образования. Каледонские гранитоиды активно воздействуют на докембрий и нижний палеозой, включая ордовик, и перекрываются вулканитами девона — нижнего карбона (?). Раннегерцинские гранитоидные «малые интрузивы» и дайки аплитовидных гранитов и граносиенит-порфиров тесно ассоциируют с вулканогенной толщей условно девонского — раннекарбонового возраста, поэтому они могут рассматриваться как близкоодновременные, формирующие один вулкано-плутонический комплекс, развитие которого завершилось, скорее всего, до раннего визе. Позднегерцинские изверженные породы представлены дайками граносиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенит-порфиров, которые в восточной части района прорывают нижний намюр и перекрываются отложениями башкирского яруса.

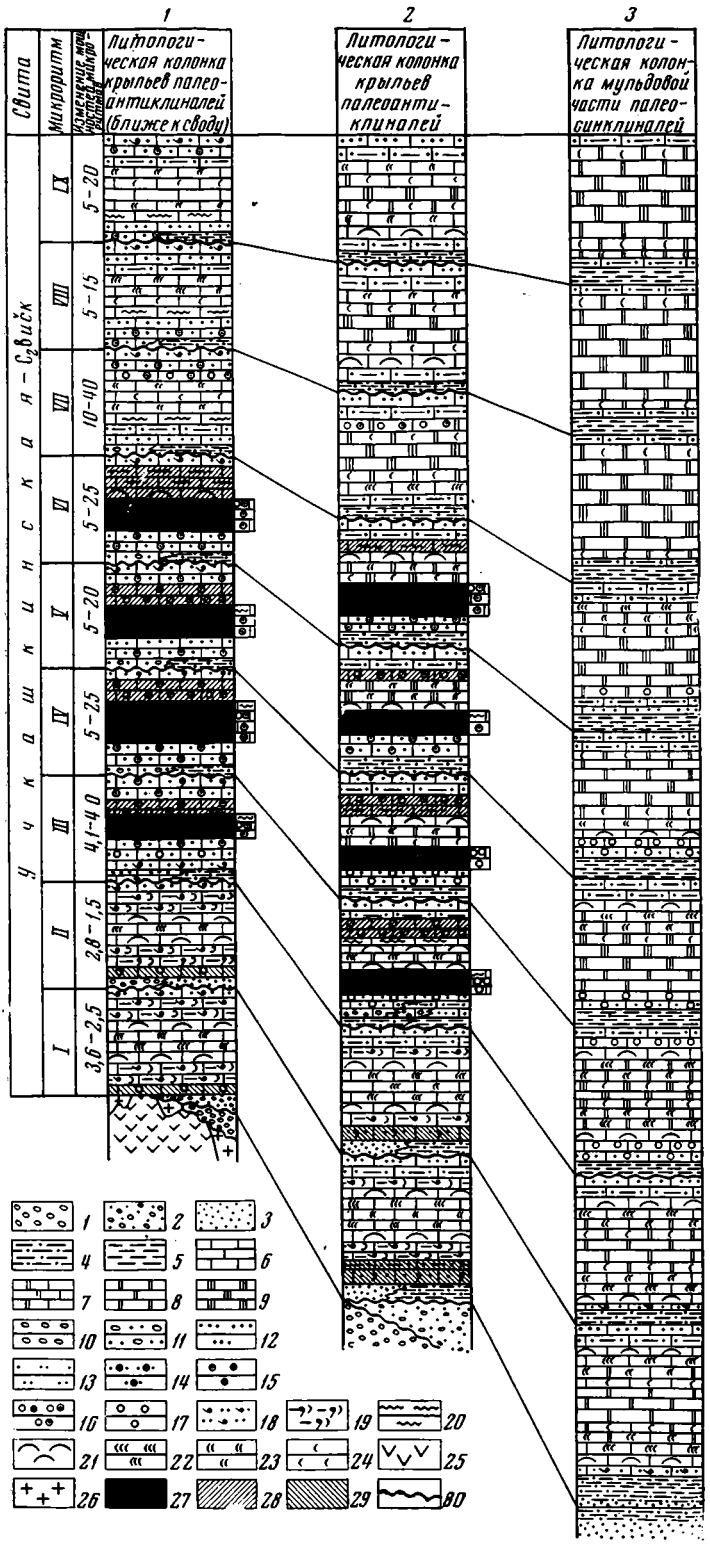
В тектоническом отношении район относится в каледонской складчатой области Северного Тянь-Шаня. В результате каледонских движений было создано складчатое основание района. Будучи «сцементированным» массами магматического материала, это жесткое основание на более поздние тектонические движения отзывалось главным образом раскалыванием на отдельные блоки сравнительно небольших размеров. На герцинском этапе развития формировались эпикаледонские наложенные мульды и грабен-синклинали, отделенные друг от друга горст-антиклиналями (фиг. 2). На основе анализа фаций и мощностей отложений карбона установлено, что эти структуры относятся к типичным конседиментационным (Королев, 1956; Джумалиев, Королев, 1966).

Основные закономерности размещения свинцовых руд. Установлено, что карбонатная толща учкашкинской свиты башкирского яруса обладает четким микроритмичным строением. На участках, не подвергавшихся последующему размыву, она имеет до 9 микроритмов (фиг. 3, 4). В пределах микроритмов ясно фиксируются базальные (начальные), срединные и конечные элементы. Выяснено, что пластовые залежи сульфидов меди приурочены к базальным элементам I и II микроритмов, а основные промышленные пластовые залежи галенита размещены в срединных элементах III—VI микроритмов. В срединных элементах VII—IX микроритмов встречаются бледные пластовые тела свинца, представляющие только минералогический интерес (Джумалиев, 1965).

В Джергаланском районе конседиментационные горст-антиклинали и грабен-синклинали расчленяются на ряд более мелких конседиментационных структур, которые, как выяснилось, оказывают важнейшее влияние на фациальный облик карбонатных пород внутри микроритмов пространственное размещение пластовых руд свинца в их пределах (Джамалиев, Королев, 1966). Закономерности размещения фациальных разностей карбонатных пород и их мощностей (включая свинцовые рудные тела) по микроритмам в пределах указанных выше структур приведены на фиг. 5 (см. также фиг. 3, 4, 6—8).

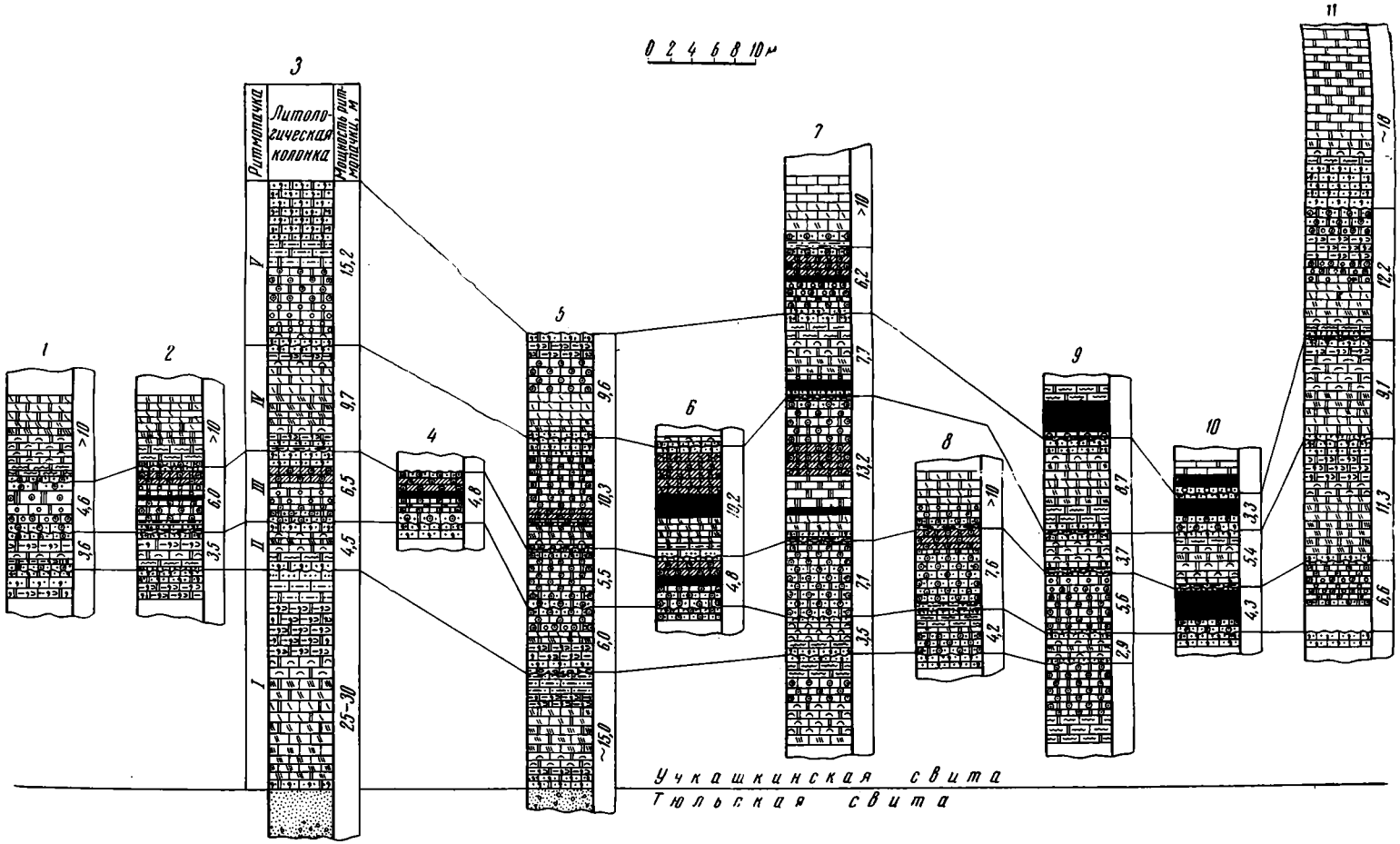
В сводах палеоантиклиналей базальные элементы I и II микроритмов в их трансгрессивной части сложены полимиктовыми песчаниками или алевролитами, сменяющимися обломочно-полидетритовыми известняками и раковинными известняковыми песчаниками, выше — глинистыми полидетритовыми известняками и мергелями и шламовыми известняками. В регрессивной части микроритмов наблюдается обратная последовательность изменения состава пород от шламовых до обломочно-полидетритовых известняков и известняковых песчаников.

В мульдах синклиналей в трансгрессивных сериях микроритмов на алевролитах или глинах залегают мелкообломочно-полидетритовые и по-



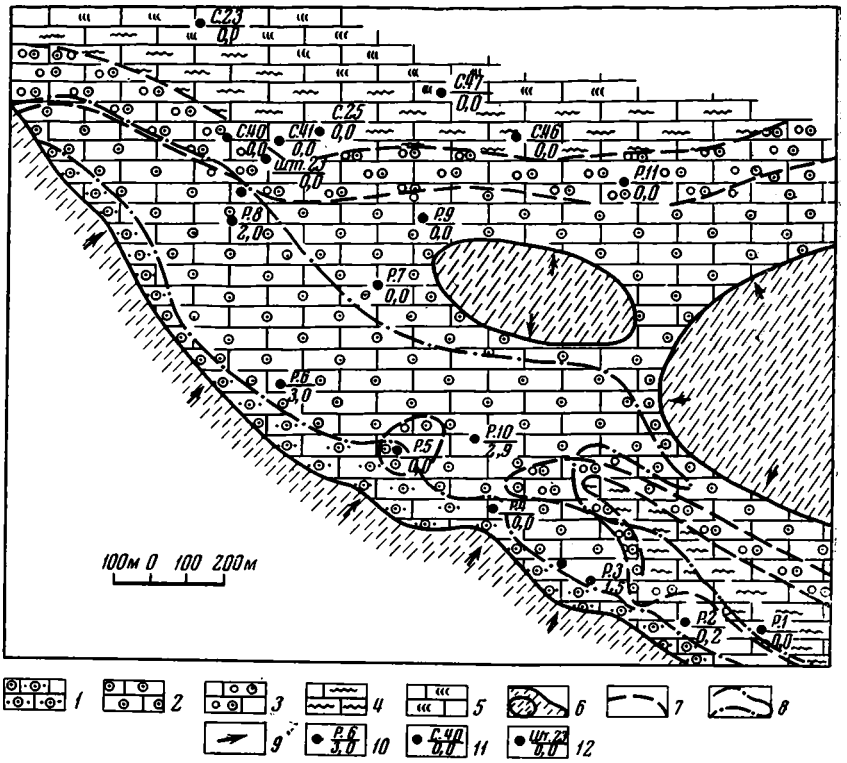
Фиг. 3. Принципиальная схема размещения типов разрезов учкашкинской свиты и положения в них пластовых тел сульфидов меди и свинца

1 — полимиктовые конгломераты: *2* — полимиктовые гравелиты, *3* — полимиктовые песчаники, *4* — полимиктовые алевролиты; *5* — карбонатно-гидрослюдистые монтмориллонитовые глины; *6* — мергели, глинистые известняки, известняки; *7* — доломитистые известняки и мергели (доломита до 25%); *8* — доломитовые известняки (доломита 25—50%); *9* — известковые и известковистые седиментационные доломиты (доломита >50%); структуры карбонатных пород: псефитовая (*10* — карбонатные конгломераты, *11* — гравелиты), *12* — псаммитовая (карбонатные песчаники), *13* — алевритовая (карбонатные алевролиты), *14* — обломочно-политовая, *15* — оолитовая, *16* — оолитово - псевдоолитовая и оолитово-сгустковая, *17* — псевдоолитовая и сгустковая, *18* — ракушняковая и обломочно - полидетритовая, *19* — полидетритовая, *20* — фораминиферово- водорослевая, *21* — полидетритово - шламовая (начиная с III микроритма — преимущественно фораминиферово - водорослевая), *22* — шламовая (органического шлама>50%), *23* — шламово-микрозернистая (органического шлама до 50%), *24* — микрозернистая и пелитоморфная (органического шлама до 10%); *25* — средние и кислые эффузивные породы; *26* — гранитоидные породы; *27* — свинцовая минерализация трансгрессивных полуритмов микроритмов; *28* — свинцовая минерализация регрессивных полуритмов микроритмов; *29* — медная минерализация; *30* — мелкие размывы — границы микроритмов



Фиг. 4. Литологические разрезы учкашкинской свиты участка Чаар-Кудук

Условные обозначения см. на фиг. 3



Фиг. 5. Фациально-палеогеографическая схема времени накопления седиментационно-диагенетической галенитовой минерализации III микроритма учкашкинской свиты участка Чаар-Кудук

1 — предполагаемые обломочно-оолитовые фации; *2* — известковые оолитовые фации; *3* — известковые мелкоолитово-псевдоолитовые фации; *4* — известковые фораминиферово-водорослевые фации; *5* — микрозернистые известковые фации с водорослевым шламом; *6* — участки, где отсутствуют отложения учкашкинской свиты; *7* — границы фаций; *8* — границы накопления седиментационно-диагенетической свинцовой минерализации; *9* — направления сноса; *10—12* — разрезы, скважины и штольни, в числителе №, в знаменателе — мощность рудоносного слоя.

лидетритово-шламовые глинисто-мергелистые известняки, постепенно сменяющиеся кверху шламово-микрозернистыми и микрозернистыми доломитистыми известняками. Затем идет регрессивная серия микроритмов, где породы сменяются в обратной последовательности, только мелкообломочно-полидетритовые известняки нередко кверху переходят в карбонатные алевролиты и песчаники. Внутри I и II микроритмов по профилю от крыльев к мульдам палеосинклиналей полимиктовые песчаники фациально замещаются алевролитами, которые переходят в глины; известняковые песчаники и обломочно-полидетритовые известняки сменяются сильно глинистыми известняковыми алевролитами и глинисто-мергелистыми мелкополидетритовыми известняками, а последние — глинистыми полидетритово-шламовыми и шламовыми известняками, затем — микрозернистыми доломитистыми известняками. Мощности I и II микроритмов увеличиваются от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей.

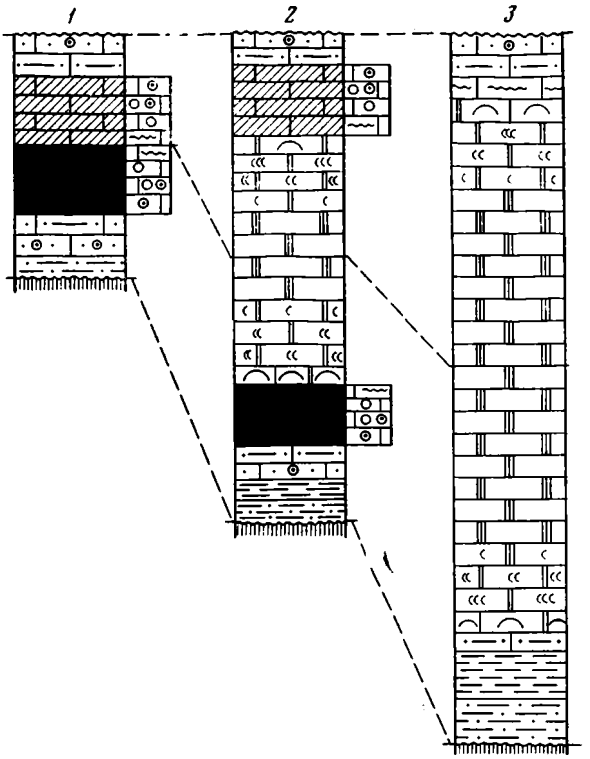
III—VI микроритмы в сводах и на крыльях конседиментационных антиклиналей обычно начинаются известняковыми конгломератами и гравелитами или полимиктовыми песчаниками и алевролитами (фиг. 6—8, фиг. 6 — смотри вклейку к стр. 101). Выше они последовательно сменяются обломочно-полидетритовыми известняками, известняковыми песчаниками, обломочно-оолитовыми известняками, глинистыми известняковыми алевролитами. Последние перекрываются серыми и темно-серы-

Фиг. 7. Принципиальная схема фациального изменения типов пород и мощностей микроритмов со свинцовой минерализацией по типам разрезов учкашкинской свиты

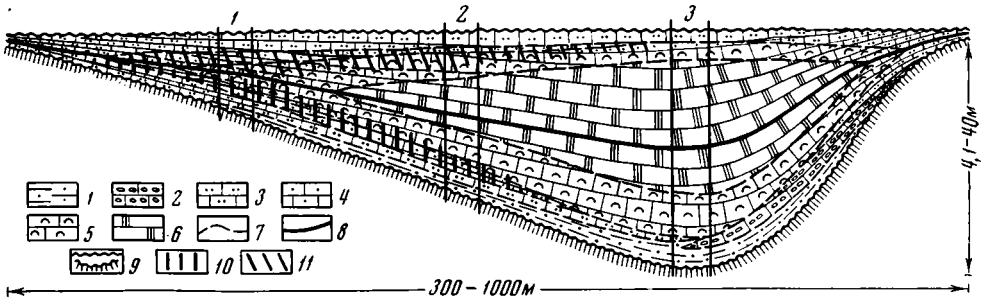
Условные обозначения см. на фиг. 3

Фиг. 8. Принципиальный структурно - фациальный профиль времени накопления микроритмов со свинцовой минерализацией (детали см. на фиг. 7)

1 — алевролиты и глины; *2* — карбонатные конгломераты и гравелиты; *3* — карбонатные песчаники и алевролиты, обломочно-оолитовые и крупноолитовые известняки; *4* — оолитовые, псевдоолитовые и сгустковые глинистые известняки и мергели; *5* — фораминиферово-водорослевые, шламовые и шламово-микрозернистые доломитистые и доломитовые известняки; *6* — микрозернистые и пелитоморфные седиментационные доломиты; *7* — условные границы фациальных взаимопереходов типов пород; *8* — условная граница трансгрессивного и регрессивного полуритмов микроритма; *9* — мелкие размывы — верхняя и нижняя границы микроритма; *10* — места размещения свинцовой минерализации трансгрессивного полуритма в пределах структуры и различных типов пород; *11* — места размещения свинцовой минерализации регрессивного полуритма в пределах структуры и различных типов пород



Фиг. 7



Фиг. 8

ми оолитовыми, оолитово-сгустковыми, фораминиферово-водорослевыми и водорослевыми глинисто-мергелистыми известняками, вмещающими свинцовую минерализацию, часто образующую промышленные залежи. По последовательности и характеру фациального изменения в разрезе (во времени) породы описанного интервала каждого микроритма соответствуют трансгрессивным полуритмам. Затем залегают глинисто-мергелистые мелкоолитово-посевдоолитовые, сгустковые известняки или известняковые алевролиты, затем — оолитовые, обломочно-оолитовые известняки или известняковые песчаники, составляющие регрессивный

полуритм микроритма. В оолитовых, псевдоолитовых и сгустковых карбонатных породах встречается бедная свинцовая минерализация.

В мульдах синклиналей трансгрессивные полуритмы III—VI микроритмов начинаются с глин или алевролитов, которые кверху постепенно и последовательно сменяются глинистыми полидетритово-шламовыми известняками, шламовыми и шламово-микрозернистыми доломитовыми известняками и известковыми доломитами. Выше такое же чередование наблюдается в обратном порядке: появляются шламовые, водорослевые известняки. Верхняя часть микроритмов часто сложена известняковыми алевролитами и песчаниками. Таким образом, каждый микроритм четко расчленяется на трансгрессивный и регрессивный полуритмы.

В направлении от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей обломочно-оолитовые известняки последовательно замещаются рудоносными оолитовыми, оолитово-псевдоолитовыми, сгустковыми, фораминиферово-водорослевыми и водорослевыми глинисто-мергелистыми известняками. Далее по фациальному профилю идут шламовые, шламово-микрозернистые доломитовые известняки и известковые доломиты, внутри которых происходит выклинивание рудных тел свинца (см. фиг. 6—8).

Состав VII—IX микроритмов отличается увеличением роли хемогенных доломитовых пород и почти полным исчезновением органического детрита и свинцовой минерализации.

Мощности III—IX микроритмов постепенно увеличиваются от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей.

Подытоживая изложенное выше, можно заключить, что, во-первых, закономерная фациальная изменчивость пород микроритмов во времени и в пространстве и постепенное увеличение их мощностей от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей указывают на конседиментационный характер развития структур, т. е. на одновременность их формирования с осадконакоплением (Шульц, Брунс, 1955), во-вторых, все известные пластовые тела галенита, начиная с III микроритма, связаны со срединными элементами микроритмов в пределах определенных пород трансгрессивного полуцикла и пород начальных стадий регрессивного полуцикла осадконакопления (см. фиг. 3—5).

На основе анализа фациальной изменчивости пород микроритмов во времени и в пространстве и вариации их мощностей установлено, что в структурном отношении все рудные тела галенита приурочены к пологим крыльям конседиментационных антиклинальных структур (см. фиг. 6, 8). На сводах и в мульдах структур рудные тела выклиниваются. В присводовых частях антиклиналей рудные тела трансгрессивной серии отложений сливаются с рудными телами регрессивной серии, образуя местные раздувы. По мере продвижения к мульдам рудные тела трансгрессивных серий отложений постепенно выклиниваются, а рудные тела регрессивных серий протягиваются в мульды синклиналей немного дальше (см. фиг. 6,8). В разрезах по мере увеличения мощностей микроритмов, т. е. в направлении от крыльев к мульдам синклиналей, происходит постепенное, но четкое отделение рудных залежей трансгрессивных серий отложений от рудных залежей регрессивных серий пачками шламовых, шламово-микрозернистых и микрозернистых доломитовых известняков и известковистых доломитов.

Иногда на крыльях структур рудные тела трансгрессивных серий двух или трех микроритмов сливаются воедино, отделяясь друг от друга слабоминерализованными горизонтами регрессивных серий микроритмов. Следовательно, размещение рудных тел находится в прямой зависимости от роста конседиментационных структур. Дело в том, что, начиная со времени накопления отложений III микроритма, о полной регрессии моря к концу накопления каждого микроритма говорить не приходится, так как установлено, что четко выделяемые в сводовых частях структур границы микроритмов в направлении к мульдам синклиналей

постепенно теряются и микроритмы отличаются только по характеру изменения фаций. Это указывает на то, что вследствие перемещения береговой линии в пределах микроучастков района происходило перемещение фаций и связанной с ними галенитовой минерализации в пространстве и во времени.

На крутых крыльях конседиментационных складок механико-химическая дифференциация осадков проявлялась слабо, и в силу этого соединения свинца, поступающие в такие участки, рассеивались равномерно по всей площади дна.

Средний минералогический состав (%) карбонатных пород срединных элементов свинцовоносных микроритмов Чаар-Кудукского участка района Джергалан

Породы	Число проб	Кальцит	Седиментационный доломит	Нерастворимый остаток	Пространственное размещение в пределах палеоструктур осадконакопления
Крупноолитовые	7	91,79	6,22	1,99	Сводовая часть антиклиналей
Среднеоолитовые	5	85,00	6,88	8,12	Крылья антиклиналей, ближе к сводовой части
Мелкоолитовые	10	69,15	7,57	23,28	Крылья синклиналей
Мелкоолитово-псевдоолитовые, псевдоолитовые и сгустковые	9	40,55	6,95	52,50	
Фораминиферово-водорослевые	3	43,49	7,64	48,87	
Шламовые	7	78,57	13,78	7,65	Крылья синклиналей, ближе к мульдовой части
Шламово-микрозернистые	12	79,47	15,63	4,80	
Микрозернистые и пелитоморфные	4	61,87	36,73	1,40	Мульдовая часть синклиналей

В зависимости от пространственного размещения различных типов карбонатных пород в пределах конседиментационных структур и от их минералогического состава меняется содержание свинца в них (таблица, см. фиг. 6, 8). В сводовых частях антиклинальных структур в составе пород, представленных обломочно-крупноолитовыми и крупноолитовыми разностями, свинцовая минерализация полностью отсутствует. По мере уменьшения размера оолитов и увеличения содержания пелитового нерастворимого остатка в сторону синклиналей появляется относительно бедная свинцовая минерализация. В участках же распространения мелкоолитовых, псевдоолитовых, сгустковых, иногда фораминиферово-водорослевых глинисто-мергелистых карбонатных пород содержание свинца достигает максимума. Затем, по мере уменьшения содержания пелитового нерастворимого остатка и перехода пород в шламовые и микрозернистые доломитовые известняки и известковистые доломиты, содержание свинца снижается до полного исчезновения. Такая особенность распределения свинца в пределах фаций и структур указывает на его неразрывную связь с физико-химическими и гидродинамическими условиями осадконакопления.

Таким образом, установленные выше закономерности распределения свинцовой минерализации, зависящие от пространственного расположения различных типов карбонатных пород в пределах конседиментационных структур и их минералогического состава, указывают на одновременность тектонических движений, осадконакопления и рудного минера-

лообразования, т. е. на первично седиментационно-диагенетический характер свинцового оруденения.

Теперь приведем общее краткое описание пластовых свинцовых тел, так как многие процессы пластового рудообразования района, описанные З. Е. Бурыхиной (1957) и И. А. Кензиным (1958), не вполне объективно отражают действительное положение дел.

Пластовые месторождения Джергаланского района отличаются следующими особенностями.

1. Морфология рудных тел пласто- и линзообразная.

2. Независимо от трещинных структур и вторичных изменений пород свинцовая минерализация приурочена к срединным элементам определенных (III—VI, а в рудопроявлении Каркара—VII) микроритмов, где четко обособляются рудные залежи трансгрессивных и регрессивных полуритмов микроритмов.

3. Рудовмещающие породы — в различной степени перекристаллизованные и доломитизированные оолитовые, псевдоолитовые, сгустковые, фораминиферово-водорослевые глинистые известняки и мергели и присутствующие среди них конкреционные кремнистые (Джумалиев, 1970) и сутуро-стилолитовые (Джумалиев, 1965) образования, кальцитовые и кальцит-баритовые гнезда.

4. Основной рудообразующий компонент — галенит. Кроме галенита в незначительном количестве присутствуют сфалерит, халькопирит, пирит, марказит, блеклая руда, реже халькозин, борнит и другие редко встречающиеся минералы. Из нерудных минералов широко распространены кальцит, барит, конкреции и стяжения опал-халцедон-кварцевого состава, иногда встречается флюорит.

Галенитовая минерализация по структурно-текстурным особенностям подразделяется на вкрапленный, вкрапленно-гнездовый и вкрапленно-прерывисто-прожилковый типы. Неправильные вкрапленники галенита встречаются внутри кристаллов кальцита и на их сочленениях, замещают внешние оболочки и ядерные части оолитов, внутренние полости органических остатков. Довольно часто на контакте кремнистых образований с перекристаллизованными разностями рудовмещающих пород в кальцитовых и кальцит-баритовых гнездах встречаются галенитовые скопления массивной текстуры. В пределах учкашкинской свиты есть тектонические и карстовые брекчии. В рудоносных слоях межобломочные пространства в этих брекчиях выполнены баритом, галенитом и кальцитом (Джумалиев, 1963). Вкрапленно-прерывисто-прожилковая галенитовая минерализация тесно связана с прерывистыми кальцитовыми прожилками, образованными в породах вдоль микротрещин, кремнистыми образованиями, где округлые и неправильные вкрапленники галенита выполняют поры, а прерывистые микропрожилки галенита — различно направленные микротрещинки внутри кремней; сутуро-стилолитовыми поверхностями, макрируемыми глинистым веществом.

Кремнистые образования учкашкинской свиты, содержащие в пределах рудоносных слоев оруденение и могущие служить поисковым элементом пластовых месторождений свинца, приурочены к глинистым и мергелистым фациальным разностям карбонатных пород. Они всегда унаследуют структуру вмещающих пород, в силу чего служат хорошим индикатором первичного состава перекристаллизованных карбонатных пород. Приуроченность к определенным фациям и изменения количественного соотношения, морфологии, окраски, состава и текстурно-структурных особенностей кремней в зависимости от состава вмещающих их карбонатных пород указывают, что они возникли за счет рассеянного в осадке кремнезема. Установлено, что среди рудолокализующих сутуро-стилолитовых швов имеются разности, по времени образования охватывающие промежуток от начальной стадии фиксации осадков до метаморфизма пород.

В целом на основе изложенного выше можно заключить, что пластовые залежи свинца Джергаланского района в генетическом отношении являются полистадиальными — седиментационно-диагенетически — катагенетическими (Страхов, 1962) или в значительной степени возрожденными (Константинов, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

Богомазов Г. П. Некоторые вопросы геологии и генезиса свинцовых месторождений Джергаланского района.— Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, Фрунзе, 1957, вып. IX.

Бурыхина З. Е. Некоторые замечания к вопросу о происхождении руд свинцовых месторождений Джергаланского района.— Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, Фрунзе, 1957, вып. IX.

Джумалиев Т. Карстовые образования в известняках и связанные с ними рудопроявления.— В сб.: Материалы по литологии, геохимии и оруденению осадочных толщ Тянь-Шаня, Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1963.

Джумалиев Т. О происхождении сутуро-стилолитовых поверхностей в карбонатных породах Джергаланского района Тянь-Шаня и их роль в концентрации свинцовой минерализации.— В сб.: Литология, геохимия, и полезные ископаемые осадочных образований Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1965.

Джумалиев Т. Кремнистые образования в карбонатных породах карбона Джергаланского района, Тянь-Шаня и их роль в концентрации свинцовой минерализации.— Изв. АН КиргССР, 1970, № 6.

Джумалиев Т., Королев В. Г. Роль конседиментационных структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород и пластовых месторождений цветных металлов.— В сб.: Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1966.

Джумалиев Т., Королев В. Г. Опыт применения сравнительного формационного анализа в выяснении условий образования и закономерностей пространственного размещения некоторых пластовых месторождений Киргизии и Казахстана (тезисы доклада).— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1968.

Кензин И. А. Гидротермальные изменения вмещающих карбонатных пород свинцового месторождения Чаар-Кудук.— Зап. Узб. отд. Всес. минералог. о-ва, 1958, вып. 12.

Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Королев В. Г. Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня.— Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, Фрунзе, 1956, вып. VII.

Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями.— Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, Фрунзе, 1955, вып. VI.

Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Херасков Н. П. Тектоника и формации (избранные труды). М., «Наука», 1967.

Шульц С. С., Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Институт геологии
Фрунзе

Дата поступления
25.III.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.742.113

ОПЫТ ПО ОСАЖДЕНИЮ КАРБОНАТОВ МАРГАНЦА

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

Не так давно в прибрежной части оз. Пуннус-Ярви среди песчано-илистых отложений и железо-марганцевых конкреций впервые были установлены карбонаты марганца, главным образом кальциевый родохрозит и в меньшей степени манганокальцит (Штеренберг и др., 1966; Соколова-Дубинина, Дерюгина, 1967). Подобные же карбонатно-марганцевые минералы встречены мною и среди железо-марганцевых конкреций Кончезера, Укшезера, Суйстамон-Ярви и некоторых других озер южной части Карелии.

Карбонаты марганца, выделяясь одними из последних, по данным микроскопии, ведут себя агрессивно по отношению к другим минералам. Они замещают псиламелан-вад, гидрогетит, гидроферрихлорит в концентрических прослойках, заполняют трещины в обломочно-терригенных зернах, выполняют пространства между ними и в ряде случаев образуют цементную массу, в которой располагаются небольшие по размеру железо-марганцевые конкреции.

Б. В. Перфильев, Д. Р. Габе (1961, 1964) с сотрудниками в лабораторных условиях на природных средах воспроизводили процессы, протекающие в озерных илах под влиянием восстанавливающих и окисляющих микроорганизмов. Для этой цели они со дна ряда рудоносных озер Карелии (Пуннус-Ярви, Кончезеро, Укшезеро, Габозеро и др.) особыми приборами отбирали ил, который тщательно перемешивали, помещали в стеклянный сосуд и заливали водой из тех же водоемов.

Через несколько месяцев ил, находящийся в сосуде, резко дифференцировался в вертикальном направлении. В 8—12 *мм* от поверхности в нем возникла черная тонкая полоска, обогащенная гидроокислами марганца, ниже располагалась тонкая оранжевая полоска, характеризующаяся повышенными содержаниями железа. Появление марганца и железосодержащих прослойков, согласно неоспоримым данным этих исследователей, связано с жизнедеятельностью *Metallogenium*, *Galionela*, *Siderococcus* и других организмов. При этом верхняя часть ила приобретала высокие значения Eh, указывая этим на развитие окислительных процессов. В нижних частях илового профиля господствовали отрицательные величины Eh. Разница в значениях окислительно-восстановительного потенциала достигала 700—750 *мв*.

Марганец и железо, находящиеся в иле в малоподвижной и неподвижной формах, под влиянием восстанавливающих микроорганизмов изменяли свою валентность и накапливались в иловом растворе (Габе и др., 1964; Трошанов, 1964). Содержание марганца в иловой воде нижней части профиля доходило до 128 *мг/л*, железа — до 11,5 *мг/л*. Придон-

ная и иловая вода, отобранная из верхней окислительной зоны, в значительной степени обеднены ими. Максимальные содержания марганца здесь 9—10 *мг/л*, железа 1—1,3 *мг/л*. Такое уменьшение их содержания, по Б. В. Перфильеву и Д. Р. Габе (1964), несомненно, связано с тем, что при диффузии из нижней части илов, помещенных в стеклянный сосуд, в верхнюю они в основном перехватываются *Metallogenium* и другими микроорганизмами, образующими биогенные прослойки, содержащие рудные концентрации этих элементов.

В стерильных средах, согласно неоднократно проведенным опытам, двухвалентные марганец и железо не обнаруживаются и микрозональные концентрации их не происходят (Габе и др., 1964; Габе, Гальперина, 1964).

Появление карбонатов марганца, как известно, связано с редукцией его окисных форм и накоплением в иловых водах. В связи с этим возник вопрос: не образуются ли карбонаты и в опытах Б. В. Перфильева и Д. Р. Габе, поскольку концентрации марганца при этом достигали таких величин, при которых возможна садка его в такой форме (Листова, 1951)?

Для проверки вначале был поставлен опыт по тому же плану, что и у Б. В. Перфильева с сотрудниками, на природном нестерильном слабопесчанистом илу, отобранном из прибрежной рудоносной зоны оз. Пуннус-Ярви.

Химические анализы, как и определения pH, Eh, выполнены автором. Содержание HCO'_3, CO_2 и CO''_3 устанавливалось по методике, описанной А. А. Резниковым и др. (1963) — титрованием едкой щелочью и соляной кислотой; марганец определялся колориметрически персульфатом аммония, железо — с помощью *а*, *а*-дипиридила несколько видоизмененным методом мокрого сжигания, предложенным Ю. С. Шидловской-Овчинниковой (1953); Eh и pH устанавливались переносным pH-метр-милливольтметром ППМ-ОЗМI.

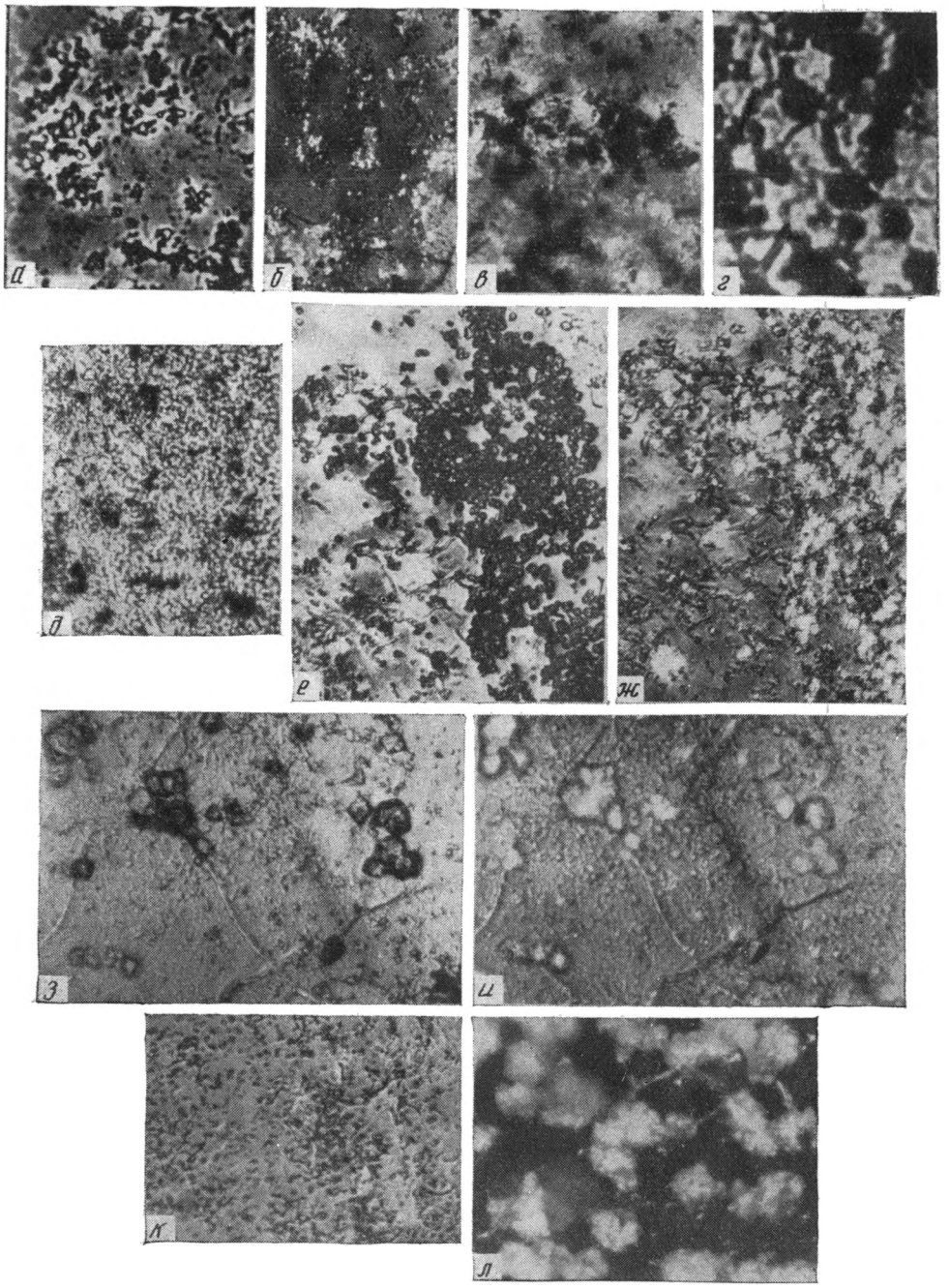
Через 3,5 месяца после расслоения ила и появления марганцовистого и железистого прослойков, обязанных деятельности микроогранизмов, в нашем опыте в воде над илом установлено повышенное содержание марганца, равное 50 *мг/л*, CO_2 — 28,4 *мг/л*; pH уменьшился от 7,45 в начале опыта до 7,05 в конце его. Под микроскопом наряду с широким развитием Metallogenium (фиг. 1, *а*) и других марганец- и железоокисляющих организмов в самой верхней части стекла обрастания при скрещенных николях были обнаружены тонкорассеянные выделения микрозернистого карбоната, редко образующего мелкие скопления (фиг. 1, *б*) [1].

Небольшое количество карбонатов, высадившихся на стеклах обрастания, сильное загрязнение их органоминеральными, рентгеноаморфными образованиями не позволяли установить минералогическую принадлежность этих карбонатов.

В целях получения карбонатов в чистом виде, а главное, в больших количествах мною применена несколько иная схема опыта, при которой восстановительная зона, содержащая больше исходного материала и органического вещества, чем в опытах Б. В. Перфильева, отделена от окислительной относительно большим промежутком (фиг. 2).

Второй опыт, но уже по новой схеме, поставлен 22. II. 69 г. Для этого в колбу были помещены темно-зеленый ил, отобранный из глубоководной части оз. Пуннус-Ярви, и небольшое количество тонкорастертых резиновой пробкой, слабо увлажненных дистиллированной водой, железо-марганцовых конкреций из того же озера. Сверху по пробку была залита водопроводная вода, в цилиндр насыпан чистый кварцевый песок, предварительно прогретый в муфельной печи до 500° С. Песок также был залит водопроводной водой. Колба и цилиндр соединялись резиновой трубкой.

[1] Микробиологические анализы Mn-окисляющих и Mn-восстанавливающих организмов выполнены в Институте микробиологии АН СССР Г. А. Дубининой.



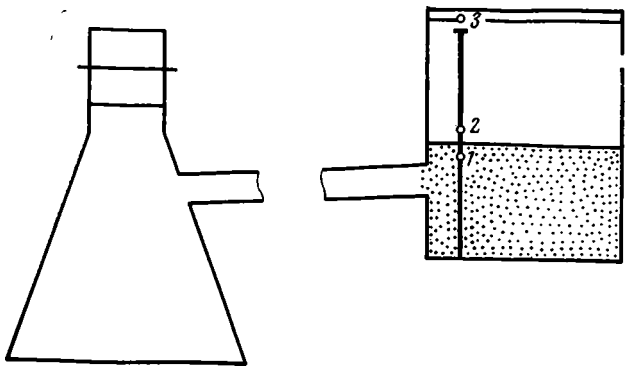
Фиг. 1.

а — колонии марганецокисляющих организмов, свет проходящий, без анализатора, ×940; *б* — микрозернистые образования карбонатов, свет проходящий, николи скрещены, ×250; *в* — колонии марганецокисляющих организмов, предположительно *Metallogenium*, свет проходящий, без анализатора, ×250; *г* — то же, ×1500; *д* — микрозернистый карбонат марганца, черные образования — колонии *Metallogenium*, свет проходящий, николи скрещены, ×250; *е* — карбонаты марганца, видны палочковидные бактерии, свет проходящий, без анализатора, ×250; *ж* — то же, николи скрещены; *з* — ромбовидные образования карбонатов, свет проходящий, без анализатора, ×250; *и* — то же, николи скрещены; *к* — микрозернистые карбонаты, видны почковидные бактерии, свет проходящий, без анализатора, ×250; *л* — образования тонкозернистых карбонатов, свет проходящий, николи скрещены, ×250

Расстояние между ними составило около 50 *см*. Цилиндр располагался таким образом, чтобы резиновая трубка была под углом к горизонту примерно в 10—12°. Eh исходной воды был равен +390 *мв*, pH 7,4—7,5. Содержание марганца составляло ≈0,005 *мг/л*, а общего железа —0,2 *мг/л*.

Одновременно была поставлена контрольная проба — стеклянный стакан с тем же кварцевым песком, тоже залитый водопроводной водой.

Через 10—12 дней после постановки опыта под пробкой в колбе за счет выделяющегося из ила газа образовалась небольшая по размерам газовая подушка. Вода в цилиндре слегка пожелтела, а песок в верхней



Фиг. 2. Схема опыта (точки *1*, *2*, *3* — места, откуда взята пленка для рентгеновского анализа)

части, особенно в зоне, где резиновая трубка соединяется с цилиндром, несколько потемнел. Вода в колбе оставалась чистой и прозрачной. Через месяц после начала опыта уровень воды под пробкой в колбе опустился на 18 *мм*. Содержание Mn в воде цилиндра оказалось равным 0,8 *мг/л*, Fe^{2+}=1,2 *мг/л*, $Fe_{общ}$=3,6 *мг/л*, pH=7,6, Eh=+355 *мв*.

На пленке, заменившей нам стекло обрастания, располагающейся в верхней половине песка, наблюдались Mn-окисляющие бактерии (фиг. 1, *в*, *г*).

Через 1,5 месяца уровень воды под пробкой опустился на 46 *мм*, соответственно уровень воды в цилиндре повысился на 1,2 *мм*. Вода пожелтела и приобрела резкий запах, напоминающей запах интенсивно разлагающихся белковых веществ. В верхней части цилиндра pH воды стал равен 8,2, в нижней 7,9—8,0; Eh верхней части +365 *мв*, нижней +345 *мв*.

Таким образом, за этот отрезок времени pH воды в цилиндре значительно повысился по сравнению с исходным, а Eh, наоборот, несколько снизился.

Содержание общего железа в воде стало равным 4,8 *мг/л*, а марганца 12 *мг/л*. В верхней половине пленки, находящейся в воде, наблюдалось большое количество *Metallogenium*. Капля уксусно-кислого бензидина в местах скопления Mn-окисляющих организмов приобрела синий цвет, что указывает на присутствие четырехвалентных форм этого элемента (Юшко, 1949).

После проведенных анализов вода в цилиндре была заменена дистиллированной с pH = 6,5 и Eh = +310 *мв*[2].

Через 17 дней после этого pH воды вновь поднялся до 8,2, а Eh до +355 *мв*. Содержание марганца в воде оказалось равным 16,0 *мг/л*. Вода в цилиндре вновь была сменена, а через 14 дней она снова приобрела высокий pH=8,1; Eh=+365 *мв*. Содержание марганца в воде достигло 20 *мг/л*.

---

[2] Сливалась только верхняя часть воды, перекрывающая песок.

Просмотр пленки под микроскопом показал, что Mn-окисляющие организмы, и в первую очередь *Metallogenium*, переместились в самую верхнюю часть воды. Там же обнаружены мелкие, разрозненные образования карбонатов.

Не меняя основы, т. е. не открывая пробку колбы, произвели полную смену воды и песка в цилиндре. Дистиллированная вода была залита в цилиндр с таким расчетом, чтобы вода в колбе поднялась под пробку. Через 7 дней уровень воды в колбе за счет выделяющегося из ила CO_2 понизился на 16 *мм*, а через 19 дней достиг предельной величины — 46 *мм*.

15.IX 1969 г. опыт был прекращен, так как на вынутой из песка вертикально стоящей пленке были обнаружены карбонаты. При этом оказалось, что в воде pH=7,2—7,3; Eh=+305 *мв*; содержание Mn равнялось 2 *мг/л*; $Fe_{общ}$=2,5 *мг/л*; $Fe^{+2}+Fe^{+3}$=0,5 *мг/л*; Fe^{+2} — не обнаружено; CO_2=79,2 *мг/л*; HCO_3^- =262,1 *мг/л*; CO_3^{2-} — не обнаружена; NO_3^-= =7 *мг/л*; SiO_4^{2-} <5 *мг/л*. В воде контрольного стакана, стоявшего также несколько месяцев, Mn содержалось 0,03 *мг/л*; $Fe_{общ}\approx$0,25 *мг/л*; pH= =7,4—7,5; Eh=+335 *мв*.

В нижней части пленки, располагающейся у самого основания цилиндра с песком, никаких минеральных и органических образований не было установлено. В 2 *см* от дна на пленке обнаруживаются отдельные мелкие зерна и небольшие скопления микрозернистого карбоната. К последним приурочивается слабо развитая зона *Metallogenium*. В верхней части песка, примерно в 1—1,5 *см* ниже его границы с водой, на пленке фиксируется сплошное карбонатное поле, не окрашивающееся ализарином-рот (Штеренберг, 1965). На отдельных участках встречаются колонии *Metallogenium*, а также бактерии, имеющие вид коротких слабо изогнутых палочек (фиг. 1, *д*).

По данным микроскопии, новообразованные карбонаты обычно не имеют прямой связи с этими организмами. Вместе с тем имеются отдельные участки, на которых видна некоторая приуроченность карбонатов к палочковидным бактериям. В ряде случаев агрегаты микрозернистого карбоната как бы сидят на их концах или даже развиваются по бактериальным телам.

Обычно в поле карбонатов никаких микроорганизмов, за исключением *Metallogenium*, не наблюдалось. С другой стороны, имеются небольшие участки, где развиты палочковидные бактерии, а карбонаты, как правило, отсутствуют (фиг. 1, *е*, *ж*). Возможно, что здесь, как и в опытах Л. А. Розенберга (1950), микроорганизмы способствуют появлению карбонатов при более низких значениях pH, чем при их чисто химической садке.

Дифрактограмма микрозернистого карбоната (таблица) указывает на наличие кальциевого родохрозита, у которого после пересчета на идеальные соли соотношения между $MnCO_3$ и $CaCO_3$ лежат где-то между 66,20 : 24,42 и 72,00 : 21,80 (Грязнов и др., 1964).

В верхней части песка из цилиндра и из контрольной банки после обработки его серной кислотой (1 : 3) колориметрически был определен марганец. Оказалось, что на 1 *г* сухой навески песка из цилиндра приходится $16\cdot10^{-3}$% марганца, в то время как контрольный песок содержал его всего $8\cdot10^{-5}$%.

Таким образом, кальциевый родохрозит в нашем опыте высаживается из илового раствора и в виде тончайших пленок обволакивает зерна кварца.

Почти у самой границы песка с водой вновь встречается относительно большое количество палочковидных бактерий и микрозернистых карбонатов. Клеток *Metallogenium* почти нет. На пленке, характеризующей придонную часть воды, видны два типа карбонатов. Один из них представлен четко оформленными ромбовидными кристаллами, достигающи-

Межплоскостные расстояния и интенсивность линий

Обр. 1 (верхняя часть песка)	Обр. 2 (в воде над песком)	Обр. 3 (верхняя часть воды)	Кальцит (Михеев, 1957)		Манганокальцит $CaCO_3$=65,98% $MnCO_3$=32,34%		Кальциевый родохрозит: $MnCO_3$=24,5% $CaCO_3$=68,7%	$MnCO_3$=60,6% $CaCO_3$=32,5%	$MnCO_3$=62,2% $CaCO_3$=22,8%	$MnCO_3$=72,0% $CaCO_3$=22,8%	$MnCO_3$=79,5% $CaCO_3$=13,81%	Родохрозит $MnCO_3$
							Грязнов и др., 1964					
d	d	d	I	d	I	d	d	d	d	d	d	d
	4,2422	4,2908										
								4,06				
		3,8208	2	3,849								
3,7078	3,7078							3,70				
		3,6805							3,67	3,65	3,65	3,65
	3,3400	3,3240	4	3,339					3,33	3,37		
3,1165								3,15	3,15	3,12	3,12	
		3,0094	10	3,029								
	2,9606				10	2,975						
2,8541		2,8607					2,89	2,89	2,87	2,84	2,84	2,84
	2,7239											
2,6718	2,7234											
2,6828	2,6873											
	2,5177	2,5858										
2,4947	2,46655	2,4766	5	2,490	3	2,455	2,47					
2,3995	2,3535	2,4012					2,41	2,42	2,40	2,39	2,38	2,36
2,2891	2,2891	2,2984	6	2,277								
	2,2357	2,2706			5	2,250	2,26	2,18	2,18	2,18	2,17	2,16
		2,2694										
2,1619	2,1639	2,1862										
2,0659	2,0678	2,0786	7	2,088	4	2,060	2,07	2,02	2,01	2,01	2,00	2,00
2,0473												
2,0059	1,9934	2,0127										
	1,9465											
	1,9248		8	1,912								
	1,8798		9	1,869	6	1,866	1,88		1,85	1,85	1,85	1,82
	1,8105				8	1,833	1,79	1,80	1,78	1,78	1,78	1,762

Подчеркнуты наиболее интенсивные линии.

ми 15—20 μ и напоминающими по внешнему виду карбонаты кальция, полученные Л. А. Розенбергом (1950) искусственным путем, и карбонаты, имеющие неправильно округленную форму. Те и другие довольно часто ассоциируются с неясными для нас микроорганизмами (фиг. 1, *з*, *и*). Под действием ализарина-рот эти образования приобретают слабо-розовую окраску. Другой тип карбонатов, не реагирующих на ализарин-рот, развит значительно меньше. Дифрактограмма пленки указывает на наличие главным образом манганокальцита, хотя имеются и слабые линии кальциевого родохрозита (см. таблицу). На пленке, располагающейся в верхней части воды, также обнаружены два типа карбонатов, по-разному реагирующих на ализарин-рот. В отличие от лежащей ниже зоны карбонаты микрозернистого строения (фиг. 1, *к*). Палочковидные бактерии встречены и в этой зоне. *Metallogenium* не обнаружены.

На поверхности воды к концу опыта четко формировались два темно-серых, почти бурых образования, имеющих почти округлую форму и волокнистое строение, с диаметром примерно 1,5 *см*. Они представлены в основном тонкозернистым карбонатом (фиг. 1, *л*), по которому часто развиваются колонии *Metallogenium*. Эти колонии также приравнены к нитчатым водорослям, гифам грибов и створчатым. Развитие Mn-окис-

ляющих организмов происходит в наиболее полной форме, а именно в виде паучков, коковидных и лопастных форм роста.

Общее содержание марганца, определенное колориметрическим путем, в этих образованиях составило 12,5%; CO_2 — 16,18%. Палочковидные бактерии наблюдаются и в этой части воды.

Таблица свидетельствует о наличии в поверхностной части воды двух типов карбонатов: кальциевого родохрозита и кальцита, находящихся, по данным микроскопии, в тесном сростании. Возможно, здесь присутствуют небольшие количества манганокальцита, поскольку часть зерен от ализарина-рот приобрела бледно-розовую окраску.

Как видим, в результате проведенного опыта получены карбонаты марганца и кальция, закономерно располагающиеся по разрезу песок — вода. В верхней части песка образуется только кальциевый родохрозит. Выше, т. е. в воде над песком, главный компонент — манганокальцит. Последний, вероятно, содержит больше марганца, чем манганокальцита, рентгенограмму которого приводит В. И. Михеев (1957). На поверхности воды происходит выделение карбонатов кальция и марганца. Если судить по рентгенограммам, то кальцит, высадившийся в нашем случае, хотя и в слабой степени, но обогащен марганцем, а кальциевый родохрозит — кальцием. Садка карбонатов марганца и кальция, по-видимому, происходила химическим путем, так как нет никаких прямых указаний на связь их с какими-либо микроорганизмами.

Подача ионов кальция и марганца в цилиндр осуществлялась главным образом путем диффузии в виде бикарбонатов (частично, возможно, и сульфатов) из колбы, где развивались восстанавливающие организмы.

После опыта в 1 *г* сырого ила было определено до 100 000 клеток Mn-восстанавливающих бактерий.

Кальций, присутствовавший в иловых водах, а также привнесенный при постановке опыта (водопроводная вода), концентрировался в виде карбонатов, главным образом в верхней части воды. Карбонаты марганца наблюдались почти по всему разрезу.

Вероятно, в опытах Б. В. Перфильева с сотрудниками также происходило частичное осаждение карбонатов марганца, по которым могли развиваться *Metallogenium* и другие Mn-окисляющие организмы, способствуя переводу их в нерастворимые формы и удалению из иловой и надонной воды. Можно полагать, что образование карбонатов марганца и кальция в природных условиях в прибрежных частях рудоносных озер Карелии также происходит за счет растворимых форм этого элемента, поступающих путем диффузии из восстановительной зоны этих озер, где имеются большие, все время пополняемые резервы органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Габе Д. Р., Гальперина А. М. К вопросу о развитии микрозонального илового профиля в отсутствии микрофлоры.— В сб.: Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых озерных руд. М.— Л., «Наука», 1964.

Габе Д. Р., Трошанов Э. П., Шерман Э. Э. Образование марганцево-железных прослоек в иле как биогенный процесс.— В сб.: Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых руд. М.— Л., «Наука», 1964.

Грязнов В. И., Баранова Н. М., Басс Ю. Б., Богданович Е. Ф., Вильгос И. И. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. М., «Недра», 1964.

Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Перфильев Б. В., Габе Д. Р. Капиллярные методы изучения микроорганизмов. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Перфильев Б. В., Габе Д. Р. Изучение методом микробного пейзажа бактерий, накапливающих марганец и железо в донных отложениях.— В сб.: Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых озерных руд. М.— Л., «Наука», 1964.

Резников А. А, Муликовская Е. П., Соколов И. В. Методы анализа природных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Розенберг Л. А. Физико-химические условия бактериального осаждения кальция.— Микробиология, 1950, т. XIX, вып. 5.
Соколова-Дубинина Г. А., Дерюгина З. П. Роль микроорганизмов в образовании родохрозита в озере Пуннус-Ярви.— Микробиология, 1967, т. 36, вып. 3.
Трошанов Э. П. Бактерии, восстанавливающие марганец и железо в донных осадках.— В сб.: Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых озерных руд. М.— Л., «Наука», 1964.
Шидловская-Овчинникова Ю. С. Количественное определение содержания различных форм железа в природных водах.— Докл. АН СССР, 1963, т. 90, № 4.
Штеренберг Л. Е., К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
Штеренберг Л. Е., Базилевская Е. С., Чигирева Т. А. Карбонаты марганца и железа в донных отложениях озера Пуннус-Ярви.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. М., Госгеолиздат, 1949.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
19.VI.1970

УДК 552.521

К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ ПЕЛИТОВОГО ОСАДКА РАННЕЮРСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Г. А. ЧИХРАДЗЕ

Выяснение минерального состава пелитовых осадков, накопившихся в раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа, в результате изменения которых образовалась мощная толща глинистых сланцев нижней юры, имеет существенное значение для палеогеографических построений.

Вопрос о происхождении глинистых сланцев (гидрослюдистые аспидные сланцы) и их первичном минеральном составе рассматривается в работах И. В. Кирилловой (1962, 1965, 1966). В них автор, учитывая возможность образования гидрослюды в результате диагенетического изменения монтмориллонита, ставит под сомнение гидрослюдистый состав исходного пелитового осадка. Вместе с тем, основываясь на близости химических составов аспидных сланцев и монтмориллонитовых глин, И. В. Кириллова приходит к заключению, что аспидные сланцы юры южного склона Большого Кавказа являются вулканогенно-осадочными образованиями, исходный осадок которых состоял преимущественно из монтмориллонита, образовавшегося химическим путем из продуктов синхронного с осадконакоплением вулканизма.

С таким заключением согласиться нельзя по следующим причинам.

1. Обращаясь к химическому составу аспидных сланцев, как к единственному признаку, позволяющему выяснить первичный минеральный состав, И. В. Кириллова не приводит данных о микроструктуре и минеральном составе анализированных пород, без чего результаты химического анализа становятся недостоверными и малопригодными для решения поставленной задачи.

При рассмотрении таблицы химических анализов мезозойских аспидных сланцев Большого Кавказа (таблица), заимствованной из работы И. В. Кирилловой (1966, стр. 87), бросается в глаза то, что под назва-

Химические анализы мезозойских аспидных сланцев Большого Кавказа

Место взятия, № образца, возраст	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5		Σ
Сел. Красная поляна, 134/57, T	58,98	0,76	18,85	7,41	—	0,09	1,88	0,54	2,78	1,75	0,68	0	0,21	5,71	99,64
Сел. Цхенисцкали, 112/59, I_1	64,90	0,62	13,07	7,33	—	0,09	2,05	2,60	2,17	0,97	—	—	0,17	5,60	66,57
Р. Аргун, 371/60, I_1^2	60,56	0,84	19,70	7,21	—	0,06	2,04	0,96	2,90	1,27	0,22	—	0,19	3,21	99,66
Там же, 372/60, I_1^2	60,62	0,84	20,37	7,15	—	0,08	1,79	0,88	2,95	1,05	0,21	—	0,19	4,16	100,29
» », 373/60, I_1^2	61,40	0,80	19,86	6,85	—	0,03	1,65	0,68	2,65	1,47	0,21	—	0,14	4,04	99,78
» », 374/60, I_1^2	69,22	0,56	14,71	6,81	—	0,05	1,65	1,04	1,54	1,78	0,29	—	0,09	2,77	100,51
» », 376/60, I_1^2	73,90	0,33	10,55	2,17	4,09	0,13	1,00	2,32	0,58	1,67	0,20	—	0,09	3,12	100,15
» », 380/60, I_1^2	60,76	0,92	20,66	6,14	—	0,03	1,76	1,12	3,23	0,85	0,42	—	0,19	4,35	100,43
» », 382/60, I_1^2	64,68	0,76	17,39	6,86	—	0,05	1,62	0,94	2,19	0,81	0,60	—	0,20	4,29	100,39
Р. Ингури, 386/60, I_1^2	62,42	0,54	17,17	8,59	—	0,09	1,86	0,94	2,80	1,52	0,63	—	0,17	3,60	100,07
Там же, 388/60, I_1^2	69,14	0,78	14,70	7,13	—	0,05	2,29	0,94	0,79	1,31	0,21	—	0,12	2,69	100,15
Р. Ардон, 303/60, I_1^3	63,52	0,76	18,50	4,77	—	0,06	1,76	0,96	3,40	1,86	0,58	—	0,19	3,85	100,21
Р. Терек, выше Казбеги, 30/57, I_1^3	60,48	0,84	17,55	7,08	—	0,04	1,80	2,84	2,64	1,29	0,36	—	0,09	4,60	99,61
Р. Хевсурская Арагви, 107/57, I_2	61,88	0,68	18,51	5,29	—	0,12	1,52	2,08	3,07	2,89	0,15	—	0,20	1,08	100,79
Там же, 121/57, I_2	58,24	—	20,00	7,60	—	—	1,37	3,64	2,79		—	0,54	—	5,82	99,90

нием «аспидные сланцы» объединены породы, в которых содержание отдельных окислов колеблется в широких пределах: SiO_2 58—73,90%; Al_2O_3 10,55—20,66% и т. д. Точность химических анализов сомнения не вызывает, но возникает вопрос: если все проанализированные породы — аспидные сланцы, то почему они так резко отличаются друг от друга по химическому составу? Не имея микроскопического описания анализированных пород, трудно судить о причинах такого различия.

По последним данным, глинистые сланцы (также аспидные, кровельные сланцы и сланцеватые аргиллиты) домера — аалена южного склона Большого Кавказа содержат в среднем, %: SiO_2 — 57,46, Al_2O_3 — 21,41, Fe_2O_3 — 2,48; алевролиты, %: SiO_2—65,22, Al_2O_3—18,70, Fe_2O_3 — 1,04; песчаники, %: SiO_2 — 70,00, Al_2O_3 — 12,3, Fe_2O_3 — 0,77. Наряду с этим, в глинистых сланцах, как правило, $K_2O > Na_2O$, а в песчаниках, наоборот (Чихрадзе, 1969).

Сравнивая эти данные с показателями в таблице, видим, что треть анализов пород, приведенных в ней, отличается от данных среднего состава глинистого сланца значительно большим содержанием кремнезема и меньшим — глинозема. А анализы образцов 374/60, 376/60, 388/60 — типичны для песчаников домер — аалена южного склона Большого Кавказа. Создается впечатление, что наряду с глинистыми (аспидными) сланцами анализировались, если не сланцеватые

алевролиты и мелкозернистые песчаники, то глинистые сланцы с переменным (довольно большим) количеством обломочного аркозового алевритового и псаммитового материала, или же глинистые сланцы, окварцованные эпигенетически. Если это так, то отношения $SiO_2 : R_2O_3$, выведенные из химических анализов этих пород, будут не те, что в минералах глин исходного пелитового осадка. Поэтому пользоваться ими для установления минералогии исходного осадка не следует.

Что касается анализов пород, содержащих SiO_2 58—60% и Al_2O_3 17—20%, то это, несомненно, анализы аспидных (глинистых) сланцев. Но и в таких сланцах часто присутствует значительное количество обломочного терригенного кварца и кислого плагиоклаза, с удалением которых в химических анализах уменьшается количество SiO_2 и увеличивается количество Al_2O_3 (Чихрадзе, 1969); в результате отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ становится равным 2 : 1—2,5 : 1, что характерно для гидрослюд. Это обстоятельство указывает на то, что пелитовый осадок раннеюрского геосинклинального бассейна южного склона Большого Кавказа имел химический состав, соответствовавший, скорее всего, гидрослюдам, а не монтмориллонитам, и без детального микроскопического контроля химические анализы, даже глинистых сланцев, нельзя принимать за анализы пелитового осадка, состоящего только из минералов глин.

2. Когда в глинистых сланцах не содержится песчаной или алевритовой примеси терригенных минералов и имеется определенная уверенность в том, что исходный пелитовый осадок претерпел только изохимическое изменение, данные химического анализа породы можно использовать для суждения о минеральном составе пелитового осадка.

Однако надо помнить, что в определенных условиях соотношение главных окислов, характерных для минералов глин, может дать также смесь тонкой фракции продуктов размыва пород различного состава. Поэтому химический состав глинистого (аспидного) сланца еще не может однозначно указывать на минеральный состав исходного пелитового осадка и источник составляющих его элементов.

3. В раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа отлагались продукты размыва осадочных пород преимущественно аркозового состава, разнообразных кристаллических сланцев, гранитоидов и др., слагавших денудируемую сушу. Связь обломочного материала нижнеюрских отложений с породами источников питания устанавливается достоверно. Наряду с этим прослеживается замещение песчаников глинистыми алевролитами, а последних — глинистыми сланцами в разрезе и по площади, так что пелитовый осадок занимает законное место в ряду дифференциатов обломочного материала.

4. В бассейне, где накапливалось огромное количество аллотигенного материала, в процессе терригенного осадкообразования в ранней юре спородически проявлялся вулканизм локального характера. Это подтверждается наличием линз туфов, туфобрекчий и лав на отдельных стратиграфических уровнях. Пирокластические образования составляют менее 1% объема нижнеюрских отложений указанной геосинклинали. Следовательно, нет никакого основания считать глинистые сланцы преимущественно вулканогенными образованиями.

Исходя из сказанного выше, представляется, что исходный пелитовый осадок раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа состоял из гидрослюд, образовавшихся на суше в коре выветривания за счет изменения слюд, полевых шпатов и др., а также из аутигенных гидрослюд, возникших в результате синтеза соединений, поступивших в бассейн из кор выветривания и вулканических очагов, когда последние функционировали.

ЛИТЕРАТУРА

Кириллова И. В. К вопросу об «активности» и «пассивности» в процессе складкообразования.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 1.

Кириллова И. В. О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XLI (3), 1965.

Кириллова И. В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их минералогическом составе.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XLI (3), 1966.

Чихрадзе Г. А. Об источниках питания раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванетии).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.

Геологический институт
АН ГрузССР
Тбилиси

Дата поступления
16.XII.1970

УДК 552.51.52.55

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

У. Г. ДИСТАНОВ

В практике геологических, литологических исследований при описании отдельных групп пород, их разновидностей, обычно используются классификационные схемы, основанные на структурно-петрографических признаках, соотношении в них различных компонентов, размерах фракций.

Наиболее совершенные из этих схем позволяют однозначно подходить к определению типов и разновидностей в пределах групп пород. Примером могут служить классификационные схемы терригенных и терригенно-карбонатных пород (Кирсанов, Сементовский, 1955; Вишняков, 1933; и др.).

Наоборот, отсутствие таких схем приводит к разнобою в определении названий, произвольному толкованию отдельных понятий, терминов, затрудняет пользование фактическим материалом, результатами определений различных авторов. Это в полной мере относится к группе кремнистых пород, в частности кремнистых осадочных пород биогенного происхождения: опок, трепелов, диатомитов, спонголитов и др.

Следует отметить, что некоторые попытки упорядочить терминологию отдельных разновидностей кремнистых опаловых пород предпринимались. Я. В. Самойлов и Е. В. Рожкова (1925) среди опок выделили следующие основные типы: темно-серые или черные, очень твердые, с раковистым изломом; темно-серые, менее твердые и менее плотные; светло-серые, желтоватые, еще менее твердые, пористые.

Более дробную классификацию опок, учитывающую наряду с морфологическими признаками и некоторые элементы вещественного состава, предложила М. М. Пимбурская (1959). Наряду с кремнеподобными, кремнистыми и трепеловидными разностями она дополнительно выделила песчанистые, глинистые и карбонатные. Однако пределы колебаний отдельных компонентов для выделенных разновидностей М. М. Пимбурская не приводит. М. З. Закиров (1965) для опоковидных пород сузакского яруса района Бухары принял термин «опоковидная глина».

Кремнистые опаловые породы (диатомиты, опоки, трепелы) — это не чистые силициты, а трехкомпонентные системы. Постоянной составляющей их наряду с аморфным кремнеземом являются также глинистые минералы. В качестве примеси в различном количестве присутствует песчано-алевритовый материал. Учитывая это, в предлагаемой схеме классификации нами использован принцип равностороннего треугольника, вершины которого отвечают стопроцентному содержанию соответственно опаловой, глинистой и песчаной (алевритовой) части.

При установлении соотношения указанных компонентов в кремнистых породах (и их разновидностях) мы исходили из существующих определений, основанных на их петрографо-минералогической характеристике и физико-химических свойствах. Так, под опокой понимались легкие плотные тонкопористые кремнистые породы, опаловый кремнезем которых представлен мельчайшими (<0,005—0,001 *мм*) изометрическими и неправильными частичками опала, являющимися остатками растворения кремневых створок диатомовых водорослей, продуктами их постсидементационного перераспределения.

Как показали данные многочисленных анализов компонентного состава, содержание опалового кремнезема в опоках 40—80%, глинистой составляющей 20—60% (при появлении песчано-алевритового материала нижний предел содержания кремнезема соответственно снижается). Это находит свое обоснование и в условиях образования рассматриваемых пород. Отложение их происходило преимущественно в морских эпиконтинентальных бассейнах, реже — озерных водоемах зоны гумидного литогенеза. В местах кремненакопления одновременно с биогенной садкой кремнезема (приносимого речным стоком) происходило отложение поступающего с суши терригенного глинистого, а в прибрежных зонах бассейна и песчано-алевритового материала.

При содержании опалового кремнезема ниже указанных пределов (и соответственном увеличении глинистой составляющей) морфологические и физико-химические свойства опок существенно меняются — они становятся тяжелыми, приобретают признаки, характерные для глин: землистый излом, жирный блеск на срезе, пластичность, вязкость. Такие породы следует относить уже к глинам кремнистым. При содержании аморфного SiO_2>80% опоки становятся плотными, крепкими; по внешнему виду и физическому состоянию это типичные кремни. В зависимости от содержания глинистого материала опоки подразделяются на собственно опоки («нормальные») и глинистые опоки. Для «нормальных» опок с объемным весом 1,1—1,3, хорошей влагоемкостью (прилипают к языку) и высокой гидравлической и адсорбционной активностью установлены следующие пределы колебания компонентов: опалового кремнезема 54—80%, глинистого материала 10—40%, обломочного материала 0—10%. В глинистых разностях, обычно более плотных и тяжелых, с объемным весом 1,3—1,5 содержание опалового (активного) кремнезема 36—60%, обломочного материала 0—10%.

В песчаных разностях кремнистых пород опалово-глинистый материал по отношению к песчано-алевритовому играет роль цемента (базального, типа выполнения, соприкосновения). Визуально бывает трудно уловить соотношение опалового и глинистого материалов. Лишь при явном преобладании первого песчаники становятся обычно плотно сцементированными — опоковидными, при преимущественном содержании глинистого материала — слабыми и т. д. Поэтому для песчано-глинистых разностей кремнистых пород, песков (песчаников) глинисто-кремнистых при выделении разновидностей были взяты более широкие пределы колебания отдельных компонентов (поля 7, 8, 9, 17).

Всего в треугольной диаграмме выделено 20 полей. При этом для различных разновидностей сохранена существующая наиболее распространенная терминология (песчаник опоковидный, глина кремнистая

Типы и разновидности песчано-глинисто-кремнистых пород

№ поля	Порода	Содержание компонентов, %		
		SiO_2 аморфн	глина	песок
1	Кремень опаловый (опал, диатомит высококремнистый)	90—100	0—10	0—10
2	Кремень опаловый (опал, диатомит высококремнистый) слабопесчаный	90—80	0—10	5—20
3	Кремень опаловый (опал, диатомит высококремнистый) слабоглинистый	90—80	5—20	0—10
4	Опока (трепел, диатомит)	80—54	10—40	0—10
5	Опока (трепел, диатомит) глинистая	60—36	60—36	0—10
6	Кремень (опал, диатомит) песчаный	80—40	0—10	10—50
7	Опока (трепел, диатомит) песчаная	80—30	10—36	10—50
8	Опока (трепел, диатомит) песчано-глинистая	54—20	54—20	10—50
9	Глина кремнистая (трепеловидная, диатомовая), песчаная	36—10	80—30	10—50
10	Глина песчаная	0—10	80—40	10—50
11	Глина кремнистая (трепеловидная, диатомовая)	10—40	80—54	0—10
12	Глина слабокремнистая (слаботрепеловидная, слабодиатомовая)	5—20	90—80	0—10
13	Глина слабопесчаная	0—10	90—80	5—20
14	Глина	0—10	90—100	0—10
15	Песок глинистый	0—10	50—10	50—80
16	Песок слабоглинистый	0—10	5—20	90—80
17	Песок трепеловидный (песчаник опоковидный)	40—10	40—10	20—50
18	То же	50—10	0—10	50—80
19	Песок слаботрепеловидный	5—20	0—10	90—80
20	Песок	0—10	0—10	90—100

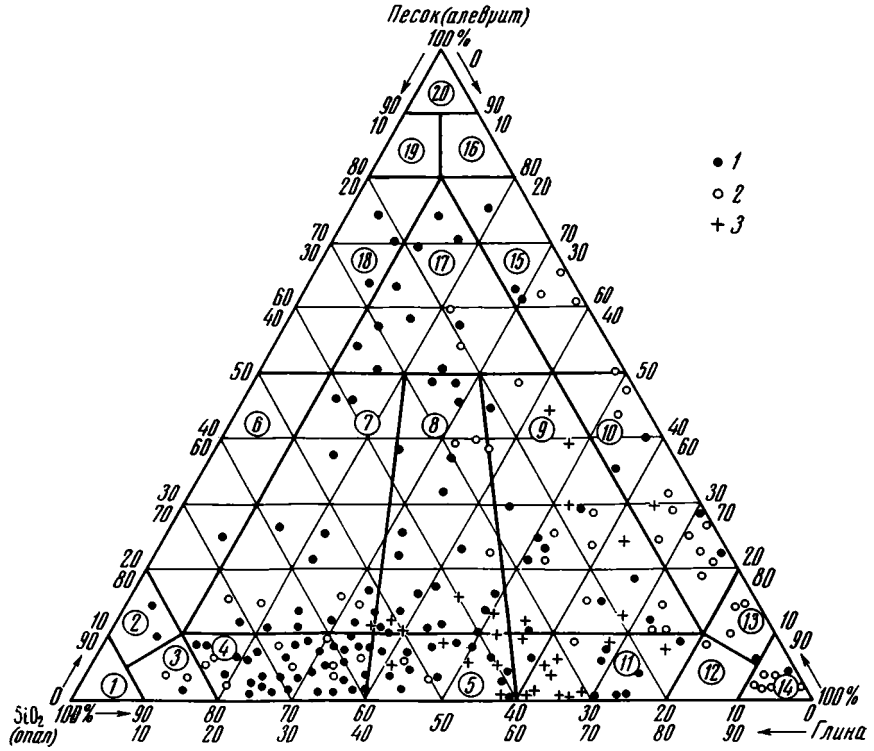
и т. д.). Пределы колебаний содержания компонентов приведены в таблице.

На фиг. 1 нанесены результаты структурно-петрографических анализов опок различного возраста. Как видно из диаграммы, типичные опоки (соответствуют полю 4) наибольшим распространением пользуются в отложениях палеоцена, в меньшей мере эоцена. Указанными выше пределами колебаний компонентов обладают опоки большинства разведанных месторождений палеоцена Поволжья (Вольское, Каменно-Ярское, Инзенское, Атемарское и др.), эоцена — Восточного Зауралья и Западного Казахстана (Курьинское, Кудукское и др.).

Глинистые опоки (поле 5) широко развиты в отложениях тасаранской свиты Приуралья, Северного Казахстана, верхнего мела Среднего Поволжья. Кремнистые глины (поле 11) характерны для сузакского яруса Приташкентского района, вершаутских слоев эоцена Поволжья, талицкой свиты Восточного Зауралья.

Рассмотренная схема классификации, разработанная на примере изучения вещественного состава группы опоковых пород, может быть принята и для других типов кремнистых пород: трепелов и диатомитов. Следует лишь учесть то обстоятельство, что диатомиты и трепелы, в отличие от опок,— мягкие, рыхлые образования. Опаловый материал в трепелах наблюдается в виде мельчайших изометричных и глобулярных частиц. В диатомитах он слагает раковинки диатомей.

Для схемы классификации трепелов (фиг. 2, см. таблицу) выдерживаются те же пределы колебания компонентов, что и для опок. Однако несколько конкретизированы наименования отдельных разновидностей. Глинистые разности трепелов обычно светло-серые и желтовато-серые, слабые, мягкие (марающие), сравнительно легкие. Поэтому для них введен термин «трепеловидный».



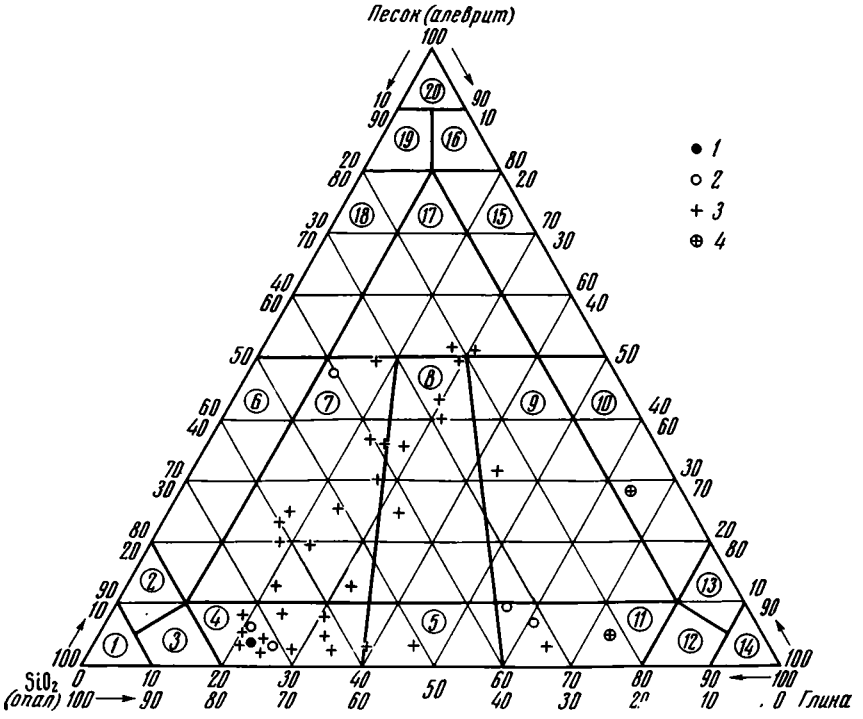
Фиг. 1. Классификационная схема и структурный состав песчано-глинисто-опаловых пород (группы опок)

Опоки: *1* — палеоцена, *2* — эоцена, *3* — верхнего мела

На фиг. 2 нанесены результаты анализа вещественного состава трепеловидных пород основных месторождений СССР. Возраст большинства из них — верхнемеловой. В поле «трепелов» легли анализы ряда месторождений Украины и Молдавии (Первозвановское, Коноплянское, Каменское и др.). Значительно развиты песчаные разности трепелов, характерные для Центральных и Южных районов Европейской части СССР (Хотьковское, Хотынецкое, Кутейниковское, Дабужское месторождения).

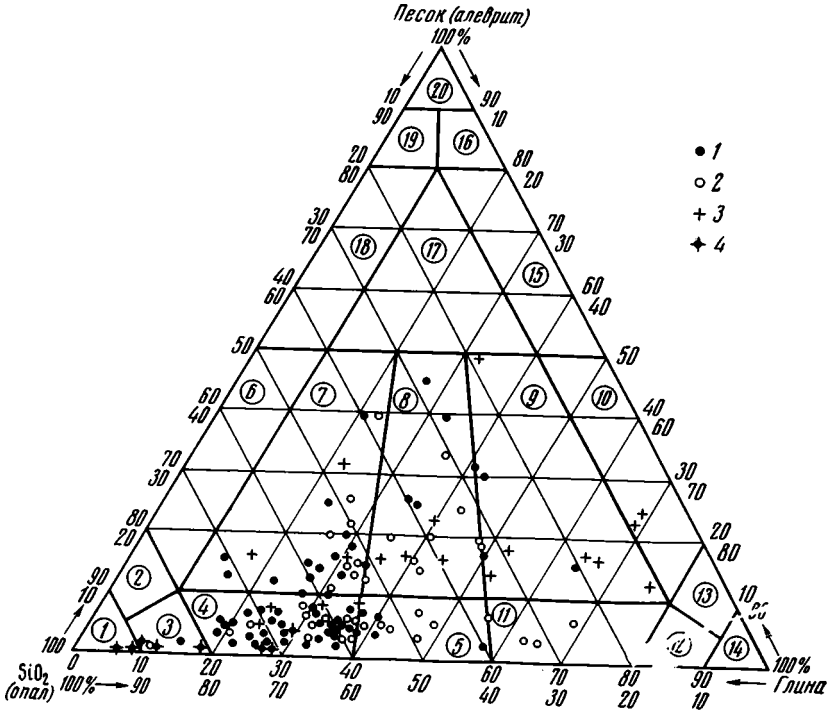
Максимальное содержание аморфного SiO_2 в трепелах не более 74—75%. Породы с содержанием опалового кремнезема более 80—90% — уже типичные опалы.

Диатомиты, в отличие от опок и трепелов, имеют более стабильный химико-минералогический состав, что обусловлено спецификой их образования. Как видно из фиг. 3, основная часть анализов их концентрируется в поле 4. Пределы колебаний основных компонентов, соответствующих этому полю, характерны для большинства разведанных месторождений диатомита палеоцена Поволжья (Инзенское, Забалуйское, Атемарское, Сенгилеевское и др.), некоторых месторождений эоцена Восточного Зауралья и Западного Казахстана (Камышловское, Ирбитское, Киргизское), четвертичных диатомитов озер Кольского полуострова (Масельское, Нюд-Озеро и др.). Характерная особенность диатомитов некоторых месторождений — чрезвычайно высокое содержание аморфного SiO_2. Такие диатомиты (высококремнистые) встречены среди озерных вулканогенно-осадочных образований Грузии, Армении (Джераджорское, Кисатибское месторождения). Они почти нацело сложены кремневыми панцирками диатомей, примесь обломочного и глинистого материала в них незначительна. Глинистые диатомиты широко развиты



Фиг. 2. Классификационная схема и структурный состав песчано-глинисто-опаловых пород (группы трепелов)

Трепелы: *1* — палеоцена, *2* — эоцена, *3* — верхнего мела, *4* — миоцена



Фиг. 3. Классификационная схема и структурный состав песчано-глинисто-опаловых пород (группы диатомитов)

Диатомиты: *1* — палеоцена; *2* — эоцена; *3* — современных озер Карелии; *4* — вулканогенно-осадочного происхождения

среди эоценовых отложений Восточного Зауралья (Потанинское, Ирбитское месторождения), песчаные — эоценовых отложений Украины, юга Европейской части РСФСР (Динамовское, Мальчевское, Миллеровское месторождения и др.).

Наряду с песчано-глинисто-кремнистыми породами среди осадочных морских образований развиты и карбонатно-глинисто-кремнистые. Для плотных разностей их (ряд известняк — глина — силицит) классификационная схема разработана Г. И. Теодоровичем (1968).

Характерной особенностью ее является то, что в углах треугольника при содержании основного компонента в пределах 100—90% выделяются «чистые» типы пород — известняк, глина и силицит. При соответствующем пропорциональном изменении компонентов в пределах треугольника устанавливаются различные разновидности. Для смешанных пород, соответствующих центральной его части, предложены названия «кремнеизвестняк», «кремнеаргиллит» и др.

Для пористых опаловых кремнистых пород, нормальные разности которых, как уже отмечалось, наряду с аморфным кремнеземом содержат значительное количество глинистого компонента, данная схема, на наш взгляд, неприемлема. Видимо, здесь более правильно к существующим названиям разновидностей трепелов, опок, диатомитов в зависимости от содержания карбонатного материала добавлять новое определение: слабоизвестковистый ($CaCO_3$ до 10%), известковистый (10—30%), сильноизвестковистый (30—50%). Например: опока известковистая, глина кремнистая, слабоизвестковистая и т. д. А для мергелей, мела соответственно ввести определения: слабокремнистый, кремнистый, сильнокремнистый.

ЛИТЕРАТУРА

Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв.— В сб.: Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. ВГРО, вып. 1, 1933.

Закиров М. З. Минералого-петрографическая характеристика опоковых пород Керминнского месторождения Бухарской области.— Узб. геол. ж., 1965, № 5.

Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород.— Изв. Казанск. фил. АН СССР. Сер. геол. наук, 1955, № 5.

Пимбурская М. М. О классификации нижнесызранских опок Нижнего Поволжья.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1959, т. 65.

Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения.— Тр. Ин-та прикл. минерал., М., 1925, вып. 18.

Теодорович Г. И. О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород.— Докл. АН СССР, 1968, № 6.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
3.IV.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

МЕТОДИКА

УДК 552.313.8 : 552.14

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ЗНАЧЕНИЯМИ d/n БАЗАЛЬНЫХ РЕФЛЕКСОВ И СОДЕРЖАНИЕМ СЛЮДИСТЫХ ПАКЕТОВ В СМЕШАННОСЛОЙНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЛЮДА — СМЕКТИТОВОГО ТИПА

Б. П. ГРАДУСОВ

Для 25 образцов смешаннослойных слюда — смектитовых диоктаэдрических образований были получены рентгендифрактограммы от Mg-замещенных насыщенных глицерином ориентированных препаратов. На основании интенсивностей и межплоскостных расстояний базальных рефлексов построены кривые $\varphi'(z)$ преобразования Фурье, по

Характер переслаивания пакетов, количество пакетов слюдистого типа и значения d/n базальных рефлексов

Индекс образца*	Характер переслаивания пакетов ***	Содержание слюдистых пакетов, %	d/n, Å			
			(001) СЛ/(001) СМ ****		(001) СЛ/(002) СМ	(003) СЛ/(005) СМ
56	Н. У.	91	19,5	Нет	9,99	3,36
192	Т. У.	87	Нет	11,03	9,77	3,38
1939, 1936	Н. У.	85	19,6	Нет	9,77	3,36
70	Т. У.	82	Нет	12,50	9,99	3,36
Бр. ч.	Т. У.	76	»	13,20	9,70	3,42
73	Т. У.	75	»	12,60	9,81	3,38
Б. ч.	Т. У.	74	»	13,44	9,49	3,42
Kin-II	Т. У.	69	»	13,40	9,50	3,43
196, 198	Т. У.	66	»	13,04	9,59	3,40
З. ч.	Т. У.	66	»	13,86	9,46	3,42
92	Т. У.	65	»	13,50	9,49	3,41
75	Т. У.	64	»	14,20	9,49	3,41
418	Т. У.	60	»	13,76	9,35	3,44
68-51	Н. У.	60	18,3	Нет	9,36	3,44
82	Н. У.	55	18,5	»	9,36	3,43
191	Т. У.	54	Нет	13,93	9,46	3,46
К=К**	У.	53	»	13,89	9,27	3,47
201	Н. У.	53	18,9	Нет	9,35	3,46
$КР_i$	У.	50	Нет	13,64	9,23	3,48
22	Н. У.	43	18,3	Нет	9,43	3,47
68-54	Н. У.	40	18,3	»	9,13	3,47
1927, 1928	Н. У.	37	18,5	»	9,23	3,42

* №№ 56, 70, 73, 92, 1936, 1939, 1927, 1928 — из метабентонитовых прослоек силура — ордовика Прибалтики (Ратеев, Градусов, 1971); № Бр. ч., Б. ч., З. ч. — продукты глинизации основных вулканогенных пород в районе месторождения Саригюх (Градусов, 1969); №№ 192, 196, 198, 201 — Аскана (Ратеев, Градусов, 1970); №№ 22, 75, 82 — из отложений карбона Малого Кавказа, получены от В. П. Акаевой, Д. Д. Котельникова: №№ 68-51, 68-54 — из коры выветривания габбро-норита Прибалтики, получены от В. А. Ерощева-Шака; № Kin-II — из метабентонита Киннекуле Швеции, рассчитан автором по данным Ж. Л. Морелли и др. (Morelli a. oth, 1967); № 418 — цемент верхнеэоценового песчаника, южный склон Большого Кавказа, получен от В. М. Лазаревой; № 191 — из известняка карбона в районе Самарской Луки (Ратеев и др., 1969); № $КР_i$ — К-ректорит из Венгрии (Градусов, 1969); № К-К — К-ректорит из месторождения Кули-Колон, Таджикистан (Градусов, 1969).

** Образец в целом.

*** У. — упорядоченный; Н.У. — неупорядоченный; Т.У. — с тенденцией к упорядоченности.

**** Обозначение базальных рефлексов, значения d/n которых промежуточны d/n слюды и смектита.

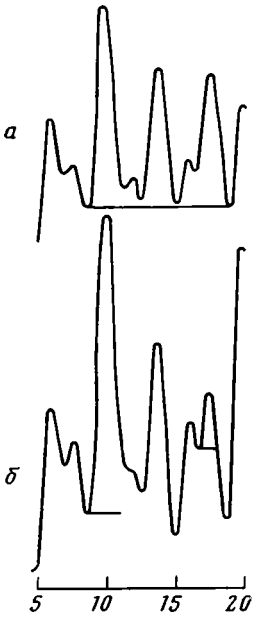
Ю. С. Дьяконову (1962). Все графики функций $\varphi'(z)$ получены с помощью вычислительной машины «Мир» с $\Delta z = 0{,}5$ Å. Исследованные смешаннослойные образования представлены разностями, широко отличающимися по степени упорядоченности и содержанию переслаивающихся компонентов (таблица).

Графики $\varphi'(z)$ от смешаннослойных образований из слюдистого ($z = 10$ Å) и смектитового с глицерином ($z = 17{,}5$ Å) пакетов содержат основные и побочные максимумы, обусловленные обрывом ряда. Наличие побочных максимумов затрудняет определение высот основных при $z = 10$ Å и $z = 17{,}5$ Å и, следовательно, вычисления содержаний переслаивающихся пакетов. Степень влияния побочных максимумов на основные зависит от соотношения пакетов и характера их чередования в смешаннослойных образованиях. Наибольшие затруднения возникают при определении высоты смектитового пика при $z = 17{,}5$ Å. При высоком (>30—50%) содержании смектитовых пакетов (чередование пакетов неупорядоченное и с тенденцией к упорядоченности) максимум при $z = 20$ Å (сочетания *АА*) гораздо меньше или равен максимуму при $z = 17{,}5$ Å.

В этом случае влияние побочного максимума от основного при $z = 20$ Å на основной при $z = 17{,}5$ Å невелико. Поэтому высоты слюдистого и смектитового пиков при $z = 10$ Å и $z = 17{,}5$ Å измерялись от их оснований (фиг. 1,*а*). На графиках $\varphi'(z)$ смешаннослойных образований с количеством смектитовых пакетов <20% (чередование пакетов неупорядоченное и со слабой тенденцией к упорядоченности) имеется мощный максимум при $z = 20$ Å (сочетания АА). Побочный от него сильно влияет на высоту и форму (разноплечность) смектитового пика при $z = 17{,}5$ Å. В связи с этим высота последнего измерялась от основания с левой стороны (фиг. 1, *б*).

Во всех случаях принималось, что максимум при $z = 14$ Å — побочный от основных максимумов при $z = 10$ Å и 17,5 Å, т. е. все смешаннослойные образования состоят лишь из двух пакетов: слюдистого и смектитового. Существует, однако, мнение, что пик $z = 14$ Å на графиках $\varphi'(z)$ обусловлен присутствием вермикулитоподобного пакета (Shutov a. oth., 1969). К сожалению, до сих пор вопрос о присутствии его в смешаннослойных образованиях описываемого типа остается открытым.

Исходя из изложенного выше, рассчитано количество слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях (см. таблицу). По данным таблицы составлялись графики зависимости значений d/n от количества слюдистого пакета для следующих базальных рефлексов: в области 10—20 Å, соответствуют взаимодействию отражений (001) слюды и (001) смектита (фиг. 2, *а*); 10—9 Å, соответствуют (001) СЛ/(002) СМ (фиг. 2, *б*); 3,33—3,52 Å, соответствуют (003) СЛ/(005) СМ (фиг. 2, *в*).



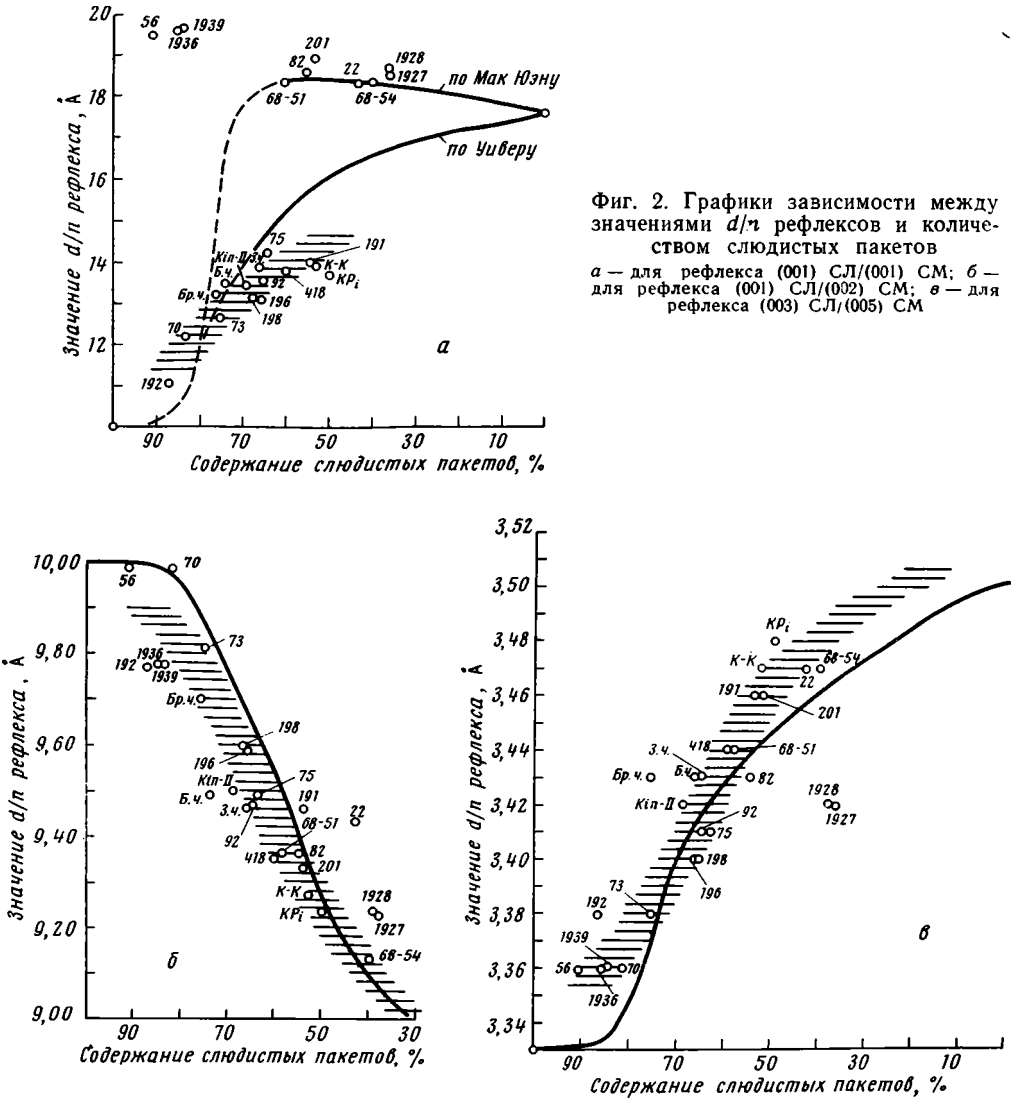
Фиг. 1. Фрагменты графиков $\varphi'(z)$ по Ю. С. Дьяконову

а—образование с соотношением пакетов ≈ 50 : 50; *б* — образование с количеством слюдистых пакетов >70%

Кроме того, на графике (фиг. 2, *а*) нанесены расчетная кривая смещения пика от (001) СЛ/(001) СМ для строго неупорядоченного переслаивания 10 Å и 17,5 Å слоев в смешаннослойных образованиях, по Ч. Уиверу (1962) и кривая, по Д. М. К. Мак Юэну (1965). На графиках фиг. 2, *б*, *в*, помещены расчетные кривые смещения пиков для (001) СЛ/(002) СМ и (003) СЛ/(005) СМ, соответственно, по Д. М. К. Мак Юэну (1965).

На графике фиг. 2, *а* все точки образуют два поля: первое расположено в интервале значений $d/n = 18$—20 Å. Значения d/n не отражают изменений содержания слюдистого пакета. Второе поле объединяет точки с интервалом значений $d/n = 11$—14 Å. Значение d/n изменяется примерно прямо пропорционально количеству слюдистых пакетов. На кривой Ч. Уивера область, соответствующая 100—70% слюдистых пакетов, не была рассчитана. Согласно Д. М. К. Мак Юэну, в этом интервале рефлексы не наблюдаются (пунктирные участки кривых). Обе кривые построены для полностью неупорядоченных систем. Вторая группа точек объединяет значения d/n систем из упорядоченных и с тенденцией к упорядоченности смешаннослойных образований (см. таблицу). Наличие рефлекса при $d/n = 10$—17 Å в случае образований с упорядоченным переслаиванием пакетов вытекает и из результатов Г. Л. Морелли и др. (Morelli a. oth., 1967), а также Р. И. Рейнольдса (Reynolds, 1967). Таким образом, график фиг. 2, *а* содержит информацию о характере переслаивания пакетов (неупорядоченное, с тенденцией к упорядоченности и упорядоченное), а также зависимость значения d/n от количества слюдистых пакетов в интервале 80—50% для смешаннослойных образований с тенденцией к упорядоченности и упорядоченных (заштрихованное поле).

На графике фиг. 2, *б*, *в* точки, соответствующие значениям d/n, группируются вблизи кривых Д. М. К. Мак Юэна. Большое расхождение справа на графике фиг. 2, *в*,



Фиг. 2. Графики зависимости между значениями d/n рефлексов и количеством слюдистых пакетов

а — для рефлекса (001) СЛ/(001) СМ; *б* — для рефлекса (001) СЛ/(002) СМ; *в* — для рефлекса (003) СЛ/(005) СМ

возможно, обусловлено тем, что значение рефлекса от (005) смектитового пакета на кривой принято равным 3,50 Å, а не 3,52 Å, как следует из значения d_{001} смектита с глицерином. Таким образом, зависимость значения d/n от количества слюдистых пакетов близка к аналогичной зависимости для полностью неупорядоченных смешаннослойных систем.

Очевидно, что степень упорядоченности в переслаивании пакетов мало отражается на значениях d/n рефлексов, соответствующих (001) СЛ/(002) СМ и (003) СЛ/(005) СМ. Этот вывод вытекает также и из анализа расчетных данных для неупорядоченной и упорядоченной систем слюда — смектитовых образований с соотношением пакетов 30 : 70 (Reynolds, 1967), так как для рассматриваемых рефлексов изменяются интенсивности, а значения углов остаются приблизительно постоянными.

Графики фиг. 2, *а*—*в* могут быть использованы в работах генетико-географического плана для приблизительной оценки количеств пакетов в полиминеральных объектах, когда на дифрактограммах определены значения d/n каких-либо из рассмотренных рефлексов. Возможная ошибка определений ±10—15%. Лучше, если определение количеств слюдистого пакета проведено по всем трем рефлексам. Очевидно, что по рефлексу в пределах 18—20 Å (неупорядоченные системы) определение количеств пакетов невозможно. В то же время по тому, в какое из полей на графике рис. 2, *а* попадает значение d/n от (001) СЛ/(001) СМ, можно судить о характере переслаивания пакетов.

ЛИТЕРАТУРА

Градусов Б. П. Смешаннослойные образования из мусковитового и монтмориллонит — бейделитового пакетов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.

Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье.— Рентгенограф. мин. сырья, 1962, вып. 1.

Мак Юэн Д. М. К. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.

Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.

Ратеев М. А., Градусов Б. П. Смешаннослойные минералы, связанные с преобразованием вулканогенного материала в метабентонитах силура — ордовика Прибалтики.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.

Ратеев М. И., Градусов Б. П., Хеиров М. К. К-ректорит из верхнего карбона Самарской Луки.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4.

Уивер Ч. Распространение смешаннослойных глинистых минералов.— В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962.

Morelli G. L., Favretto L., Bystrom A. M. Determination of the type of stacking in a mixed — layer clay minerals.— Clay Minerals. Bull., 1967, v. 7, № 1.

Reynolds R. I. Interstratified clay systems.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 62, № 5—6.

Shutov V. D., Drits V. A., Sakharov B. A. On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into hydromica.— Proc. Internat. Clay Conf. 1969. Tokyo, v. 1, Ierusalem, 1969.

Почвенный институт
Москва

Дата поступления
1.III.1971

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 549.903.1

ПО ПОВОДУ СТАТЬИ D. SMALE M. SC. «DENSITY — GRADIENT COLUMNS, WITH SPECIAL REFERENCE TO THEIR APPLICATION TO MODAL ANALYSIS» (Minerels science and Engineering, 1970, т. 2, № 2, стр. 18—23)

М. Я. КАЦ, В. В. БАРАНОВ, А. А. РАССКАЗОВ

В статье (обзоре) наряду с правильными положениями, к сожалению, имеется ряд совершенно неверных утверждений и совершенно недостаточная информация по некоторым затронутым вопросам. Это обусловлено тем, что автор D. Smale M. Sc. не знаком с серией экспериментальных работ, выполненных в Лаборатории минералогии осадочных пород ГИН АН СССР и опубликованных за последние 10 лет в ряде научных изданий СССР геолого-минералогического профиля и по научному приборостроению. Не будем анализировать всю статью, а остановимся лишь на некоторых вопросах, которые иллюстрируют изложенное выше.

I. В статье, к сожалению, имеется ряд неверных утверждений. Перечислим некоторые из них.

1. Во введении автор, в частности, пишет: «Для минералогических целей требуются жидкости с большими удельными весами, а большие точности не так важны. Редко необходимо иметь чувствительность больше, чем 0,005, или даже 0,01; гораздо более важно иметь градиент, перекрывающий широкую область удельных весов». В действительности для решения ряда задач, перечисляемых в статье, достаточно иметь широкую область плотности с чувствительностью $\approx 0{,}01$ *г/см*^{3}, а для решения многих других важных задач, которые совсем не упомянуты в статье, необходимо иметь чувствительность до $\approx 0{,}0005$ *г/см*^{3} при сравнительно узкой области плотности $\Delta\sigma \approx \approx 0{,}05$ *г/см*^{3} (см. раздел III).

2. В разделе «Методы препарирования» автор пишет: «Температурные градиенты использовались в работе (Pelsmaekers and Amelinckx, 1961) для получения градиента плотности. Они приготовляются очень просто, но область градиента плотности ограничена, и необходимо, чтобы колонка была в стационарном соостоянии, в противном случае градиент нарушается. Для минералогических целей это не пригодно». В действительности в течение более 10 лет на приборах с температурным градиентом в ГИН АН СССР выполнен ряд ответственных исследований минералов и пород (см. раздел III). Утверждение, что эти приборы работают неустойчиво, что для минералогических целей они непригодны, не соответствует действительности.

II. В статье описан ряд существенных деталей экспериментов, по которым, к сожалению, приводится совершенно недостаточная информация. Перечислим некоторые из них.

1. В разделе «Жидкости» не указаны смеси, использование которых перспективно при решении широкого круга задач, так как их плотности с течением времени мало меняются, ибо компоненты имеют близкие давления паров при рабочих температурах: бромоформ и диметилформамид (2,89—1,00 *г/см*^{3}) и иодистый метилен и диметилформамид (3,32—1,00 *г/см*^{3}) (Meyrowitz a. oth., 1960; Hickling a. oth., 1961; Кац, 1966).

2. В разделе «Стабильность и методы использования» указывается, что разделенные фракции выделяются путем введения более тяжелой жидкости на дно колонки. Эта процедура при массовых исследованиях в нашей лаборатории в течение ряда лет успешно осуществляется путем отсоса жидкости вместе с зернами сверху колонки в соответствующие стаканчики в эксикаторе, в котором создают пониженное давление водоструйным насосом (Кац, Баранов, 1969). Во ВСЕГЕИ эта же процедура осуществляется путем повышения давления на поверхность жидкости. В большинстве случаев такие приемы работы более перспективны.

III. Гравитационные градиентные трубки, основанные на температурном градиенте, впервые стали использоваться для геолого-минералогических целей при массовых исследованиях в ГИН АН СССР, где разработаны разные конструкции такого типа приборов. Эксперименты, проведенные в нашей лаборатории в течение последних 10 лет и опубликованные в СССР и за рубежом, показывают, что точное исследование плотностных свойств минералов и пород может способствовать решению ряда геолого-минералогических задач (Кравцов и др., 1960; Кац, 1962, 1966; Katz, 1967; Кац, Шутов,

1963; Кац, Баранов, 1963, 1965; Баранов, 1966; Кац, Каждан, 1967; Щербак и др., 1969; Кац и др., 1971). Перечислим некоторые из них.

1. Выделение мономинеральных фракций из поликомпонентных образцов. Деление поликомпонентных и мономинеральных образцов на фракции в узких интервалах плотности (в пределах $\gtrsim 0{,}005$ *г/см*³ при массовых исследованиях и в пределах нескольких тысячных при отдельных прецизионных измерениях).

2. Выделение и количественное определение по плотности в данном мономинеральном образце разных типов зерен. Большой экспериментальный материал показывает, что разные типы зерен имеются практически в любом мономинеральном образце, причем обнаружить и количественно оценить их микроскопическими методами часто возможно только после детального разделения по плотности.

3. Выделение из мономинерального образца зерен с включениями заданных минералов для решения некоторых вопросов генетической минералогии. Обнаружение в зернистых мономинеральных образцах малых ($\gtrsim 0{,}01\%$) примесей зерен других минералов с близкой плотностью (в пределах $\sim 0{,}01$ *г/см*³ и менее). Выделение или обогащение этой примеси.

4. Определение гистограмм распределения по плотности зерен «мономинеральных» песчаных пород. Это дает возможность установить для плотности данного минерала не один параметр (среднее значение), как это делалось ранее, а несколько независимых статистических характеристик распределения. Использование статистических характеристик плотности кварца осадочных пород для корреляции и палеогеографических реконструкций.

5. Исследование динамики «вызревания» минералов (кварца) в процессе седиментации.

6. В совокупности со структурными методами исследование динамики преобразования кристаллической структуры минералов при различных процессах: выветривания, эпигенетической перекристаллизации и др.

7. Установление одного из параметров, отражающих специфику аутигенных минералов осадочных пород по сравнению с их высокотемпературными аналогами.

Возможности использования описанного метода не ограничиваются перечисленными задачами. Метод может быть широко применен и в ряде исследований иного плана, на чем мы здесь не останавливаемся.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов В. В. Конструкция гравитационной градиентной трубки с использованием полупроводниковых приборов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.

Кац М. Я. Измерение плотности твердых тел с помощью градиентной трубки.— Приборы и техника эксперимента, № 1, 1962.

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, № 158.

Кац М. Я., Баранов В. В. Градиентная трубка без ультратермостатов и перспективы ее использования в минералогических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9.

The gradient tube without ultratermostats and prospects of using it in mineralogical investigations. Intern. Geol. Rev., 1965, 7 (7), 1313—1317.

Кац М. Я., Баранов В. В. К методике точного разделения минералов по плотности.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.

Кац М. Я., Каждан В. Е. Опыт использования плотности кварца для палеогеографических реконструкций.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.

Кац М. Я., Кац М. М., Рассказова А. А. Динамика изменения плотностных свойств кварца при минералогическом «вызревании» пород. Математическое и экспериментальное моделирование процесса.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

Кац М. Я., Шутов В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород.— Литол. и полезн. ископ., № 1, 1963.

Кравцов Я. М., Провоторов В. Н., Сарсадских Н. Н. Определение удельного веса минералов в единичных зернах.— В кн.: Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1960, вып. 40.

Щербак О. В., Карюкина В. И., Сидоренко Г. А., Кац М. Я. Удельный вес минералов и методы его определения.— В кн.: Современные методы минералогического исследования. М., «Недра», 1969.

Hickling N., Cuttitta F., Meyrowitz R. «N,N-dimethylformamide a new diluent for bromoforen used as a Reavy liquid».— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, N 11—12.

Katz M. Ya. Some prospects of mineral and rock investigation in a gravitation field by new methods. Тезисы доклада на VII седиментологическом конгрессе, Лондон, 1967.

Meyerowitz R., Cuttitta F., Levin B. N,N-dimethylformamide, a new diluent for methylene iodide heavy liquid. Amer. Mineralogist, 1960, 45, N 11—12.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
17.XII.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

ХРОНИКА

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ СССР В 1971—1975 гг.

XXIV съезд КПСС, состоявшийся в Москве в апреле 1971 г. утвердил директивы по пятилетному плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. Ниже приводятся выдержки из этих директив, касающиеся развития минеральных ресурсов.

За прошлое пятилетие объем промышленного производства возрос на 50% по сравнению с 1961—1965 гг., в том числе по электроэнергии на 54%, машиностроению и металлообработке на 74%, химической и нефтехимической промышленности на 78%.

Главная задача пятилетки состоит в том, чтобы обеспечить значительный подъем материального и культурного уровня жизни народа на основе высоких темпов развития социалистического производства, повышения его эффективности, научно-технического прогресса и ускорения роста производительности труда. Для претворения в жизнь задачи пятилетки необходимо, в частности, ускорить темпы научно-технического прогресса путем всемерного развития исследований в наиболее перспективных областях науки и сокращения сроков внедрения результатов научных исследований в производство. Увеличить реальные доходы населения примерно на 30%; обеспечить стабильность государственных розничных цен на товары народного потребления; производить снижение цен на отдельные виды товаров по мере накопления товарных ресурсов.

Всемерно развивать фундаментальные и прикладные научные исследования и быстрее внедрять их результаты в народное хозяйство.

Обеспечить работы по геологическому изучению земных недр и разведке минерально-сырьевых ресурсов прежде всего в районах действующих горных предприятий, а также в районах, наиболее экономически выгодных для промышленного их освоения. Усилить разведку на нефть и газ, особенно в европейской части страны, коксующиеся и энергетические угли, высокосортные бокситы, важнейшие цветные, редкие и драгоценные металлы, алмазы, сырье для производства минеральных удобрений (особенно фосфатных), подземные воды, а также усилить поисково-разведочные работы по выявлению месторождений богатых железных руд в районах Сибири и Урала.

Развернуть поисково-разведочные работы в прибрежных шельфовых зонах морей и океанов с целью выявления перспективных подводных месторождений нефти и газа. Расширить исследования прибрежных россыпных месторождений золота, олова и других рудных полезных ископаемых. Повысить экономическую эффективность геологоразведочных работ.

В электроэнергетике довести производство электроэнергии до 1030—1070 млрд. *квт·час*. Ввести в действие на электростанциях мощности в размере 65—67 млн. *квт*, главным образом за счет строительства тепловых электростанций, с установкой на них крупных энергетических блоков. В гидроэнергетике осуществлять преимущественно сооружение гидроузлов, позволяющих комплексно решать задачи производства электроэнергии орошения земель, обеспечения народного хозяйства водой, развитие судоходства и рыболовства. Предусмотреть значительное развитие атомной энергетики путем строительства крупных электростанций с установкой реакторов единичной мощностью 1 млн. *квт* и выше. Ввести в действие мощности на атомных электростанциях в размере 6—8 млн. *квт*.

В нефтяной и газовой промышленности довести к 1975 г. добычу нефти до 480—500 млн. *т* и газа до 300—320 млрд. $м^3$. Повысить удельный вес нефти и газа в общем балансе топлива в 1975 г. не менее чем до 67%. Ускорить вовлечение в эксплуатацию новых высокопродуктивных нефтяных и газовых месторождений, развивать добычу нефти и газа в старых обустроенных районах. Довести к концу пятилетия добычу нефти с применением методов искусственного воздействия на пласт не менее чем до 75% от общей добычи ее. Усилить работы по изысканию новых, более эффективных методов разработки нефтяных и газоконденсатных месторождений, значительно повысить степень извлечения нефти и газового конденсата из недр.

В Западной Сибири создать крупнейшую в стране базу нефтяной промышленности; довести в 1975 г. добычу нефти не менее чем до 120—125 млн. *т*, построить газоперерабатывающие заводы мощностью 5—6 млрд. $м^3$ переработки газа в год. Ускорить разработку мощных газовых месторождений на севере Тюменской области. Приступить к строительству крупных нефтехимических комплексов в районах городов Тобольска и Томска.

Усилить разведку и освоение новых месторождений нефти и природного газа в районах Европейского Севера.

В угольной промышленности довести добычу угля в 1975 г. до 685—695 млн. т. Опережающими темпами развивать добычу угля открытым способом, довести в 1975 г. удельный вес добычи угля этим способом в общей добыче до 30%.

Увеличить мощности Экибастузских угольных разрезов к концу пятилетки до 56 млн. *т*.

Обеспечить рост добычи торфа за пятилетие на 35—38%.

В черной металлургии считать основной задачей коренное улучшение качества металлопродукций за счет внедрения прогрессивных способов производства металла и расширения сортамента проката, труб и метизов с тем, чтобы существенно повысить эффективность применения металла в народном хозяйстве. Довести в 1975 г. выплавку стали до 142—150 млн. *т*.

Создать новые мощности по производству высокопрочных бурильных и обсадных труб.

Приступить к созданию нового промышленного комплекса общесоюзного значения на базе минеральных ресурсов КМА; довести добычу железной руды в этом районе примерно до 40 млн. *т*. Ввести в действие мощности на Нововоронежской и Курской атомных электростанциях.

В цветной металлургии увеличить выпуск продукции в 1,4 раза, в том числе алюминия на 50—60%, меди на 35—40%. Значительно расширить производство легирующих металлов и добычу природных алмазов. Ускорить развитие сырьевой базы, особенно для производства глинозема, свинца, вольфрама, молибдена, сурьмы, олова, ртути.

Значительно повысить извлечение металлов из руд, улучшить комплексное использование сырья. Создать основы плазменных металлургических процессов. Ускорить строительство Северо-Онежского бокситового рудника. Завершить строительство Красноярского и Братского алюминиевых заводов.

Осуществить дальнейшее расширение Джезказганского горно-металлургического комбината и развитие мощностей по производству глинозема на Павлодарском алюминиевом заводе.

В химической и нефтехимической промышленности довести в 1975 г. производство минеральных удобрений до 90 млн. *т*. Развивать опережающими темпами производство высококачественных концентрированных и сложных минеральных удобрений, с тем чтобы довести к концу пятилетия удельный вес выпуска их в общем объеме производства минеральных удобрений примерно до 80%.

Начать строительство Четвертого Солигорского калийного комбината.

Значительно увеличить мощности по добыче фосфоритов в Каратауском бассейне, завершить строительство Чимкентского фосфорного завода и Джамбульского завода двойного суперфосфата, ввести в действие мощности на двух новых фосфорных заводах в Южном Казахстане.

Увеличить объем производства продукции промышленности строительных материалов в 1,4 раза. Довести производство цемента в 1975 г. до 122—127 млн. *т*.

УДК 552. 313.8

ВТОРОЙ СЕМИНАР СЕКЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ

М. Н. ИЛЬИНСКАЯ, Г. А. ЧИХРАДЗЕ

Семинар проводился в г. Тбилиси с 23 по 25 марта 1971 г. Он был организован Секцией вулканогенно-осадочных образований Комиссии по осадочным породам совместно с Геологическим институтом АН ГрузССР в соответствии с решением первого семинара, проводившегося в 1968 г. и посвящен проблемам генетических типов и фаций вулканогенно-осадочных образований.

В работе семинара приняли участие представители АН СССР, Министерства геологии СССР, Министерства высшего образования СССР: ГИН АН СССР, Институт вулканологии СО АН СССР, Институт океанологии АН СССР, ИГЕМ АН СССР, СНИИГГИМС, МГУ, ГИН АН ГрузССР, ИГН АН АрмССР, ГИН АН АзербССР, ГИН

АН КиргССР, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, Институт геологии и геохимии УФ АН СССР, ГИН Карельского филиала АН СССР, МИНХИТ, СВТГУ, ВЗПИ, СахКНИИ, ДВГУ, Ереванский университет, ТГУ, СевЗапГУ, Управление геологии при СМ ГрузССР, Институт ГФМ УССР.

В работе семинара участвовали 210 человек, в том числе 61 человек— иногородние. Совещание открыл вступительным словом председатель секции акад. Г. С. Дзоценидзе. Было заслушано 24 доклада. Основная задача семинара — обсуждение принципов выделения, классификации и методов изучения генетических типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, а также методов фациального анализа применительно к этой группе отложений. В соответствии с данной задачей были организованы доклады, посвященные общим вопросам фациального анализа и генетическим типам вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений (Л. Н. Ботвинкина — ГИН АН СССР; Е. Ф. Малеев Институт вулканологии СО АН СССР; Г. Н. Бровков — Красноярское отд. СНИИГГИМС), и доклады, в которых на конкретных примерах рассматривались особенности и диагностические признаки некоторых генетических типов и фаций в вулканогенно-осадочных толщах различного возраста — от молодых до протерозойских (И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева — Институт вулканологии СО АН СССР; Г. Ш. Надарейшвили — ГИН АН ГрузССР; Г. М. Гапеева, М. А. Ермолаева, А. В. Синицын — ВСЕГЕИ, СевЗапГУ; Л. П. Галдобина, А. И. Голубев, А. В. Рылеев, К. И. Хейсканен — ГИН Карельского филиала АН СССР и др.). В ряде докладов были освещены условия и процессы формирования современных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений — континентальных, морских и океанических (И. О. Мурдмаа, Н. С. Скорнякова, Г. Р. Рудник — Институт океанологии АН СССР; А. Р. Гептнер ГИН АН СССР; М. А. Репечка — Тихоокеанское отд. Института океанологии АН СССР; Л. Н. Котова, Е. К. Мархинин — ГИН АН СССР, Институт вулканологии СО АН СССР и др.), особенности которых могут быть использованы при изучении вулканогенно-осадочных формаций.

В докладах и обсуждениях отразились некоторые существующие разногласия по вопросам понимания терминов «фация» и «генетический тип» и их соотношения.

Семинар считает необходимым обратить внимание на следующее:

1. Принципы фациально-палеогеографического анализа, разработанные для осадочных пород, следует применять к изучению вулканогенно-осадочных образований.

2. Основная задача фациального анализа — реконструкция палеогеографической обстановки.

Для характеристики вулканогенно-осадочных формаций в целом особенно большое значение имеет изучение генетических типов отложений. Под генетическим типом, как это было впервые предложено А. П. Павловым, следует понимать отложения, образовавшиеся в результате работы определенных геологических агентов. Последние определяют подачу материала, его транспортировку и условия отложения. Так, А. П. Павлов выделил генетические типы осадочных отложений: аллювий, пролювий, делювий и др.

В применении к вулканогенно-осадочным образованиям могут быть указаны, например, следующие генетические типы: отложения лахар, тефротурбидиты, отложения кальдерных озер и др.

Для формирования генетических типов вулканогенных образований особенно большое значение имеют эндогенные факторы; предопределяющие все особенности проявления вулканических процессов. Примерами вулканогенных генетических типов могут служить отложения раскаленных лавин, лавовые излияния и др. Так как для формирования генетических типов вулканогенных отложений особенно большое значение имеет фактор подачи материала, их изучение может быть использовано для установления типов извержений.

Совещание считает необходимым:

1. Развивать генетическое направление исследований при изучении вулканогенно-осадочных формаций.

2. Выявлять специфику генетических типов и их литологические признаки с учетом количественных показателей.

3. Разрабатывать критерии распознавания фаций вулканических и вулканогенно-осадочных образований, а также изучать изменения конкретных особенностей отдельных генетических типов в зависимости от тектонических и ландшафтно-климатических условий формирования вулканогенно-осадочных ассоциаций.

4. Обратить особое внимание на выяснение связей ряда полезных ископаемых с определенными генетическими типами, что имеет большое значение для выявления закономерностей размещения их в вулканогенно-осадочных формациях.

5. Усилить исследования генетических типов и фаций рудоносных вулканогенно-осадочных образований с целью выяснения закономерностей образования и размещения в них месторождений полезных ископаемых, в частности в районах со стратиформными месторождениями ртути, свинца, цинка, меди, железных и марганцевых руд, бокситов геосинклинального типа и др.

6. Желательно обратить особое внимание на изучение коллекторских свойств ряда вулканогенно-осадочных толщ в связи с выявившейся их продуктивностью на нефть и газ и приуроченностью природных резервуаров к определенным типам осадочно-вулканогенных образований.

7. Считать важной задачей разработку методов корреляции вулканогенно-осадочных толщ, обратив особое внимание на доказательство синхронности вулканогенных и осадочных образований.

8. Продолжить изучение современных вулканогенно-осадочных континентальных, морских и океанических отложений с использованием полученных данных для сравнения их с древними. Особый интерес представляют детальные исследования отдельных типичных объектов в областях современной вулканической деятельности, где путем прямых наблюдений можно изучить процессы формирования генетических типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Литологам, занимающимся изучением древних вулканогенно-осадочных образований, очень полезно по возможности полнее познакомиться с отложениями областей современного вулканизма.

9. Обратить внимание на необходимость расширения исследований вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, связанных с вулканизмом океанского дна. Рекомендовать в этих целях дальнейшее развитие перспективного метода геологических полигонов в разных структурно-фациальных зонах океана. Продолжить и углубить минералого-петрографические исследования продуктов глубоководного вулканизма дна океана, а также изучение их структурно-текстурных особенностей.

10. Разработать детальную классификацию генетических типов вулканогенно-осадочных толщ. При этом обратить особое внимание на типы наиболее продуктивные по приуроченности к ним полезных ископаемых.

11. Издать труды настоящего семинара.

12. Просить бюро Секции очередной, третий, семинар посвятить проблемам вулканогенно-осадочных формаций и их эволюции в геологической истории. Провести его в 1972—1973 гг. в г. Петрозаводске, в Геологическом институте Карельского филиала АН СССР.

Геологический институт АН СССР
Москва
Геологический институт
АН Грузинской ССР
Тбилиси

Дата поступления
3.VI.1971

К 70-ЛЕТИЮ В. М. ПОПОВА

В истекшем году Геологический институт и Президиум АН Киргизской ССР отметили 70-летие со дня рождения и 40-летие научной, педагогической и общественной деятельности академика АН Киргизской ССР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Василия Михайловича Попова.

Научная работа и общественная жизнь В. М. Попова неразрывно связаны с Советской Киргизией, где он создал школу литологов-рудников, известную трудами об осадочном происхождении стратиформных месторождений сульфидов меди, свинца, цинка и других металлов.

Научные труды В. М. Попова и его школы находят поддержку не только в Советском Союзе, но и за рубежом. В. М. Попов начал разрабатывать гипотезу осадочного происхождения стратиформных месторождений сульфидов в условиях почти полного господства гипотезы гидротермально-магматического их генезиса, которая тогда казалась твердо установленным научным фактом.

Благодаря усилиям В. М. Попова, а также его выдающихся единомышленников, таких как М. М. Константинов, В. С. Домарев и Н. М. Страхов, представление об осадочном происхождении пластовых месторождений полиметаллов заняло достойное место среди других гипотез рудогенеза. О большой теоретической важности поднятых В. М. Поповым вопросов свидетельствует дискуссия между сторонниками осадочного и гидротермально-магматического генезиса стратиформных руд.

Свое 70-летие академик В. М. Попов встречает в расцвете сил и творческих дерзаний.

Комиссия по осадочным породам и Редколлегия журнала «Литология и полезные ископаемые» от души желают юбиляру новых и больших научных достижений и многих лет плодотворной научно-общественной деятельности.

Комиссия по осадочным породам
при ОГГиГ АН СССР

Редколлегия журнала
«Литология и полезные
ископаемые»

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

БИБЛИОГРАФИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР В АВГУСТЕ — СЕНТЯБРЕ 1970 г.

Allen J. L. R. Количественная модель поднимающейся ряби и ее диагонально-слоистые месторождения.— Sedimentology, 1970, v. 14, No. 1/2, p. 5.

Anderson J. E. Опознование и время распределения текстурально измененных сваренных туфов.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 1, p. 287.

Andrews J. E. Структура и развитие осадков канала Большого Багамского каньона.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 1, p. 217.

Aristarain L. F. Химический анализ известковых профилей района Нью-Мехико.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 2, p. 201.

Atwater T., Menard H. W. Магнитные известняки в юго-западной части Тихого океана.— Earth and planet sci. letters, 1970, v. 7, No. 5, p. 445.

Bartlett G. A., Greggs R. G. Средне-Атлантическое побережье около 45° северной широты. 8. Карбонатная литификация на океанических хребтах и озерных поднятиях.— Canad. J. earth. Sci., 1970, v. 7, No. 2, p. 257.

Bartlett G. A., Greggs R. G. Реинтерпретация стилолитовых поверхностных растворов, выделенных из карбонатных кернов Сан-Пабло Симонт и Средне-Атлантического побережья.— Canad. j. earth si., 1970, v. 7, No. 2, p. 274.

Berczi I. Седиментологическое изучение грубозернистых кластических разрезов структур Алге, содержащих углеводород. Acta geol., 1970. T. 14, fasc. 1—4, p. 287.

Blatt H. Определение мощности осадков в земной коре: седиментационный метод.— Bull. Geol. Soc. America, 1970. v. 81, No. 1, p. 255.

Borch C. C., Conolly J. R., Dietz R. S. Седиментация и структура континентальных морских осадков бассейна Отвей, южная Австралия.— Marine geol. 1970, v. 8, No. 1, p. 59.

Broadhurst F. M., Loring D. H. Скорость осадконакопления верхних каменноугольных осадков Британии.

Christensen N. I. Состав и эволюция дна океана.— Marine geol., 1970, v. 8, No. 2, p. 139.

Christensen N. I. Возможные зеленокаменные кристаллические сланцевые фации метаморфизма в океанической коре.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 3, p. 905.

Conolly J. R., Flavelle A., Dietz R. S. Континентальные глубоководные осадки Большой Австралийской бухты. Marine geol., 1970, v. 8, No. 1, p. 31.

Dimroth E. Меймечиты и карбонатиты озера Кастигнон, Квебек.— Neues Jahrb. Mineral. Adhandl., 1970, B. 112, H. 3, S. 239.

Duncan J. R., Kulm L. D., Griggs G. B. Состав глинистых минералов нижнеплейстоценовых и голоценовых осадков Каскадского бассейна, северо-западная часть Тихого океана.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 2, p. 213.

Eade J. V., Linden W. J. M. van der. Осадки и стратиграфия глубоководных кернов бассейна Тасмании.— New Zealand j. geol., geophys., 1970, v. 13, No. 1, p. 228.

Földvari A. Применение осциллограмм и метода осадочных циклов в микростратиграфии.— Acta geol., 1970, т. 14, fasc. 1—4, p. 337.

Földvari A. Литология и четвертичная геология Токайского района, юго-западная Венгрия.— Acta geol., 1970, т. 14, fasc. 1—4, p. 369.

Földvari A., Hajdu-Moinar K., Wallacher L. Изучение формации «Шлиер». 4. Литостратиграфия покрывающих пород в углесодержащих последовательностях формации «Шлиер», Северная Венгрия.— Acta geol., 1970, т. 14, fasc. 1—4, p. 349.

Gittins J., Hayatsu A., York D. Изучение изотопов стронция в метаморфизованных известняках.— Lithos. 1970, v. 3, No. 1, p. 57.

Glass B. P. Метаморфизованные глубоководные осадки как показатели вертикального рассеивания прибрежных микротеактитовых горизонтов Австралазии и Ивори.— Earth and planet. sci. letters, 1970, v. 6, No. 6, p. 409.

Helwig J. Складки оседания и ранние структуры, северо-восточный Ньюфаундленд, Аппалачи.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 2, p. 172.

Hadgson A. V., Scott W. B. Объяснение происхождения древних береговых песков путем анализа граней и электронной микроскопии.— Sedimentology, 1970, v. 14. No. 1/2, p. 67.

Hooper P. R., Gronow O. W. Региональное распространение каледонских структур песчаных островов, Западный Финмарк, Северная Норвегия.— Quart. j. geol. soc. London, 1970, v. 125, No. 498, pt. 2, p. 193.
Hudson J. D. Водорослевые известняки с псевдоморфизмом по гипсу из среднеюрских отложений Шотландии.— Lethaia, 1970, v. 3, No. 1, p. 11.
Juhász A. Флишевые формации Большой Венгерской равнины.— Acta geol., 1970, т. 14, fasc. 1—4, p. 413.
Juhász A. Выводы по петрографическому изучению осадочных формаций территории между Дунаем и Тисца.— Acta geol., 1970, т. 14, fasc. 1—4, p. 417.
Karpova G. V. Глинистые минералы послеосадочного типа в терригенных породах.— Sedimentology, 1969, v. 13, No. 1, p. 5.
Kelling G. Пространственное значение диагональных параметров в верхнекаменноугольных флювиальных бассейнах.— J. sediment. petrol., 1969, v. 39, No. 3, p. 857.
Kermabon A., Gehin G., Blavier P., Tonareili B. Акустические и другие физические свойства глубоководных осадков в районе равнины Тирхениан Абиссаль.— Marine geol., 1969, v. 7, No. 2, p. 129.
Knewtson S. L., Hubert J. F. Рассеяние образцов и диагенез оолитовых кальканенитов в женевьевских известняках, Миссисипи, Миссури.— J. sediment. petrol., 1969, v. 39, No. 3, p. 954.
Lovell J. P. B. Формация Тие: изучение родства в турбидитах.— J. sediment. petrol., 1969, v. 39, No. 3, p. 935.
McGowen J. H., Garner L. E. Физиографические особенности и стратификация типов пунктов россыпей: современные и древние образцы.— Sedimentology, 1970, v. 14, No. 1/2, p. 77.
Marschalko R. Происхождение распространенных структур в Карпатских турбидитах.— Sediment. geol., 1970, v. 4, No. 1, p. 5.
Martin J.-M., Meybeck M., Heuzel M. Изучение динамики суспензии с помощью следов естественной радиоактивности: использование этого метода на эстуарии Жиронде.— Sedimentology, 1970, v. 14, No. 1/2, p. 27.
Matalucci R. F., Shelton J. W., Abdel-Hady M. Ориентация граней в лёссе провинции Виксбург.— J. sediment. petrol., 1969, v. 39, No. 3, p. 969.
Mikami T. Седиментологическое изучение верхнепермских формаций Сакамотацава.— Mem. Fac. sci. Kyushu Univ., ser. D, geol., 1969. v. 19, No. 3, p. 331.
Molnar B. Плиоценовые и плейстоценовые литофации Большого Венгерского плато.— Acta geol., 1970, т. 14, fasc. 1—4, p. 445.
Müller G., Gaes R. A. Мощность и распределение четвертичных осадков бассейна озера Констанс.— Sediment. geol., 1970, v. 4, No. 1, p. 87.
Nordstrom C. E. Формация Лусарди: батолитовые меловые конгломераты северной части Сан Диего, Калифорния.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 2, p. 601.
Parks J. M. Вычислительный тригонометрический метод для подтверждения особенностей осадков, залегающих по наклонной плоскости.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 2, p. 537.
Pirkle E. C., Yoho W. H. Тяжелые минералы рудного тела, побережье Треил, Флорида.— Econ. geol., 1970, v. 65, No. 1, p. 17.
Reading H. G. Седиментация в осадках верхнего мела, южные отроги центральной части Кантабрийских гор, Испания.— Proc. Geologists Assoc., 1970, v. 81, pt. 1, p. 1.
Riezebos P. A., Slotboom R. T. Некоторые данные по голоценовым месторождениям в районе Марк Веерийс (провинция Ноорд-Брабант, Нидерланды).— Geol. en mijnbouw, 1970, v. 49, No. 2, p. 110.
Rogers J. J. W., Condie K. S., Mahan S. Распространение тория, урана и натрия в некоторых ранних докембрийских граувакках Вайоминга и Миннесоты.— Chem. geol., 1970, v. 5, No. 3, p. 207.
Rona P. A. Происхождение подводного каньона верхнего континентального склона Кейп Гаттерас.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 2, p. 141.
Selley R. C. Околобереговые морские и континентальные осадки, бассейн Сиртэ, Либия.— Quart. j. Geol. soc. London, 1969, v. 124, No. 496, pt. 4, p. 419.
Skempton A. W. Затвердение глин путем гравитационного сжатия.— Quart. j. Geol. soc. London, 1970, v. 225, No. 499, pt. 3, p. 373.
Swe W., Dickinson W. R. Седиментация и внедрение позднемезозойских пород на побережье озера Клеар, Калифорния.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 1, p. 165.
Walker G. W. Возможные трещинные кратеры для пепловых потоков, район Буззард Крик, провинция Харней, Орегон.— U. S. Geol. surv. Profess. Paper, 1969, No. 650-C, p. 8.
Wallace P. Осадконакопление и палеоэкология ферквервских окон в девонских слоях северной Франции.— Quart. j. Geol. soc. London, 1969, v. 125, No. 497, pt. 1, p. 83.
Welborn C. T. Сравнительные результаты осадков, отобранных с поверхности, и глубокозалегающих осадков.— U. S. Geol. surv. Profess. Paper, 1969, No. 650-C, p. 184.
Willde P., Holden J., Isselhardt C. Взвешивание морских ненарушенных осадков с естественной влажностью.— Marine geol., 1970, v. 8, No. 2, p. 173.
Zimmermann R. A. Формация раздробленного конуса в бассейне Штейнхейм.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., 1970, H. 1, S. 19.

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 6, 1971 г.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1971 ГОД

И. И. Бебешев. Терригенно-минеральные ассоциации нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта . . . . . № 6
Л. А. Богданова. Метаморфический ряд углей Тунгусского бассейна . . . № 6
В. А. Броневой, Б. М. Михайлов. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. II. Поведение алюминия в смешанных растворах (алюминий и кремний) . . № 2
В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания . . . . . № 4
Е. З. Бурьянова, Ф. Я. Сапрыкин. О распределении германия в минералах осадочных пород реки Хилок (Западное Забайкалье) . . . . . № 1
Г. Ю. Бутузова. Карбонаты в донных отложениях Черного моря . . . . № 3
Г. Ю. Бутузова. К минералогии осадков Черного моря . . . . . № 4
И. Б. Волкова. О карбонатных конкрециях в угольных пластах Канско-Ачинского бассейна . . . . . № 1
И. И. Волков, Л. С. Фомина. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом . . . . . № 6
М. А. Глаголева. Цирконий в осадках Черного моря . . . . . № 3
В. А. Головко. Особенности образования карагасской свиты рифея в Северо-Восточном Присаянье . . . . . № 1
Б. П. Градусов. О диоктаэдрических хлоритах . . . . . № 4
В. И. Гречин. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки . . . . . № 4
О. А. Дворецкая. Осадки Индийского океана южнее о. Цейлон . . . . . № 4
Т. Д. Джумалиев, В. Г. Королев. Структурно-фациальные закономерности размещения и некоторые вопросы генезиса пластовых тел свинца Джергаланского района Тянь-Шаня . . . . . № 6
В. С. Домарев. Типы месторождений медистых песчаников . . . . . № 1
В. П. Иванова, А. Е. Могилев. Шамозитовые конкреции в угленосных отложениях карбона восточного склона Урала . . . . . № 5
М. В. Иванов, А. Ю. Лейн, В. А. Гриненко, Э. М. Галимов, Ю. И. Ветров. Генезис самородной серы в кепроке Ромненского соляного купола . . № 5
А. В. Ильин, Г. И. Ратникова. О фосфоритах Хубсугульского бассейна в Монголии . . . . . № 1
Г. В. Карпова, З. В. Тимофеева. Постседиментационные изменения ааленских пород в структурно-фациальных комплексах Северного Кавказа . . . № 5
И. П. Карташов. Автохтонные и аллохтонные аллювиальные россыпи . . . № 4
А. Э. Конторович, И. Д. Полякова, А. С. Фомичев. Закономерности накопления органического вещества в мезозойских осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири) . . . . . № 6
В. М. Кравченко. Эпигенетические явления в остаточных железных рудах Кривого Рога . . . . . № 2
Л. Л. Кулямин, К. К. Хазанович. Обломочный кварц из кембро-ордовикской песчаной толщи Ленинградской области . . . . . № 4
М. Т. Кучеренко, Б. П. Рудометов. Об особенностях изменения угленосности свиты C_2^7 в Донецком бассейне . . . . . № 5
М. Г. Леонов. О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа . . . № 6
А. У. Литвиненко. Карбонатные конкреции верхнемеловых отложений Сахалина . . . . . № 1
В. В. Ляхович, В. И. Нонешникова, Ю. И. Блинов, Г. А. Семочкин. Минералого-геохимические особенности осадочно-метаморфических пород месторождения Тырныауз . . . . . № 3
Н. Г. Патык-Кара, И. Н. Билибин, Л. З. Быховский, М. А. Гришин, С. И. Гурвич. Кайнозойское осадконакопление и условия формирования оловоносных россыпей хребта Полоусного . . . . . № 1
Я. К. Писарчик. Об интерпретации данных изотопного состава серы Средневолжских месторождений . . . . . № 5

З. В. Пушкина. Распределение рассеянных элементов в осадках Индийского океана южнее о. Цейлон . . . . . № 4
В. Н. Разумова. Гидротермально аргиллизированные вулканиты среднего эоцена как материнские породы батумских красноземов и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба . . . . . № 3
М. А. Ратеев, Б. П. Градусов. Типы смешаннослойных образований слюда-монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура-ордовика Прибалтики № 2
А. А. Савельев, И. К. Шулешко. Обломочные акцессории в метаморфических породах . . . . . № 2
Д. Г. Сапожников, В. Ю. Кондрачук, Б. М. Михайлов, В. П. Петров. Основные проблемы изучения кор выветривания . . . . . № 2
Р. С. Сахибгареев, К. Х. Галикеев. Влияние разрывных нарушений на эпигенез глинистых минералов в нефтеносных отложениях неокома Западно-Сибирской низменности . . . . . № 5
Н. С. Скорнякова, П. Ф. Андрущенко. О некоторых чертах морфологии и внутреннего строения железо-марганцевых конкреций Тихого океана . . № 1
Н. М. Страхов, И. В. Белова, М. А. Глаголева, И. Ю. Лубченко. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений . . . . . № 2
Н. М. Страхов. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене . . . . № 3
Н. М. Страхов. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза . . . . . № 5
А. М. Сульман. Роль диагенеза при формировании бобовых бокситов Тургайской равнины . . . . . № 2
Ф. Ф. Таранушич, В. И. Щибрик. Цикличность в вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации месторождения Западный Джайрем в Казахстане . . № 3
С. А. Топорец. Физические свойства песчаников свит C_2^6 и C_2^7 Донецкого бассейна как показатели их эпигенетических изменений и качества заключенных в них углей . . . . . № 6
В. С. Трофимов. О двух разновидностях алмазных россыпей прибрежно-морского генезиса . . . . . № 6
И. Н. Ушатинский, П. К. Бабицын. О сепарации и электронографическом изучении глинистых минералов нефтегазоносных отложений Западной Сибири № 2
Я. Д. Федоренко, Е. А. Менакер. Закономерности распределения меди в девонских отложениях Латвии . . . . . № 3
А. П. Феофилова. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбоновых отложений Донбасса . . . . . № 6
Л. Н. Формозова. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды № 5
Л. Л. Хайцер. К вопросу о вычислении первичной мощности осадочных толщ № 2
Л. Я. Ходюш. Генетическая классификация железистых пород докембрия . . № 3
В. Н. Холодов, Е. А. Головин, Г. А. Каледа. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях . . . . . № 4
Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова. К вопросу об изотопном составе серы конкреций . . . . . № 3
Ю. В. Шарков. О генетической классификации вторичных литохимических ореолов месторождений . . . . . № 4
В. В. Шехоткин. Глауконит из пограничных мел-палеогеновых отложений горного Крыма . . . . . № 6
Е. М. Шмариович. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах . . . . . № 4
Ю. Д. Шуйский. О понятии «прибрежно-морская россыпь» в связи с ее генезисом . . . . . № 2
Я. Э. Юдович, А. А. Корычева, Ю. И. Гольдберг. Геохимические особенности углефицированной древесины . . . . . № 6
Э. Н. Янов. Геохимия кавказского и крымского флиша . . . . . № 1
Э. Н. Янов, Ю. М. Логинов. О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа . . . . . № 5

Краткие сообщения

О. С. Алферов, Е. Н. Зубенко. Значение литогенетических типов осадочных пород для прогноза их физико-механических свойств . . . . . № 4
И. И. Бебешев. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда в юрских отложениях юго-запада Гиссарского хребта . . . . . № 4
Л. И. Боголюбова, Л. А. Соколова, А. Л. Юревич. О превращении монтмориллонита в каолинит при торфообразовании (экспериментальные исследования) . . . . . № 4
В. А. Гроссгейм, С. И. Романовский. Палеогеографическое значение связи между мощностями слоев в разрезах флиша . . . . . № 1
В. А. Гроссгейм, Г. Ф. Рожков. Основные вопросы гранулометрии в геологии № 5

У. Г. Дистанов. Классификация песчано-глинисто-кремнистых пород . . . № 6
П. В. Зарицкий. О глубине формирования конкреций под поверхностью осадка № 2
Л. А. Игнатьева, Е. А. Рогожин. Редкие земли в сисианской диатомитовой свите Малого Кавказа . . . . . № 3
Г. А. Каледа, С. Д. Панюшкина. К изменчивости органогенно-детритовых известняков на локальных структурах . . . . . № 3
И. А. Конюхов, Ю. А. Пряхина, М. Махфуд. О раскрытии структуры афанитовых известняков Сирии с помощью сканирующего электронного микроскопа . . . . . № 1
Н. И. Кригер. О причине высокой плотности моренных отложений . . . . № 4
С. К. Кропачева. Некоторые особенности взаимоотношения самородной серы с гипсоангидритами Язовского месторождения Предкарпатья . . . . . № 2
Т. А. Лапинская, Е. Г. Журавлев. Коллекторские свойства коры выветривания кристаллического фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции . . . . . № 3
Е. Ф. Малеев. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород № 5
И. Ф. Мигачев, В. М. Саакян, В. А. Успенский, А. А. Степанов, Е. Г. Умнова. Особенности антраксолита из пород верхнего протерозоя № 1
В. И. Муравьев. Об идентификации монтмориллонитовых минералов . . . № 5
В. В. Олейник. Фосфориты алайских слоев (средний эоцен) Гиссаро-Туркестанской горной области . . . . . № 3
В. Г. Плавшудин, З. В. Шагина. О ритмической слоистости марганцеворудного пласта Никопольского месторождения . . . . . № 1
И. Г. Прохоров. Натроярозит в огнеупорных глинах Артемовского месторождения (Донбасс) . . . . . № 5
Б. К. Прошляков, Т. И. Гальянова. Стадийность вторичных изменений кварца в осадочных породах . . . . . № 5
Г. Ф. Рожков, В. Г. Сухинин, Б. И. Титов. Динамические условия седиментации отложений неокома на территории хребта Восточный Каратау (Мангышлак) . . . . . № 2
Ю. А. Севостьянов. Связь стронциевой минерализации с карстовым процессом в палеозойских отложениях Подмосковного бассейна . . . . . № 3
В. И. Сиротин. О соотношении титана и алюминия в глиноземной коре выветривания Белгородского района КМА . . . . . № 1
Б. П. Феоктистов, Л. Е. Крамаренко. О природе серной окраски пород Джезказганского месторождения . . . . . № 3
А. Б. Халезов, Л. В. Воронкевич. Экзогенные концентрации урана в палеоруслах . . . . . № 1
Г. А. Чихрадзе. О минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа . . . . . № 6
Л. Е. Штеренберг. Опыт по осаждению карбонатов марганца . . . . . № 6
В. М. Якушев. К литологии аллювия правобережных притоков р. Ниге . . . № 1

Методика

Б. П. Градусов. Зависимость между значениями d/n базальных рефлексов и содержание слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда-смектитового типа . . . . . № 6
Н. Т. Кищенко. Об использовании дисперсии плотности при литолого-фациальном анализе докембрийских осадочных пород . . . . . № 2
М. Б. Куцыкович, Ю. С. Дьяконов. Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов . . . . . № 1
М. Б. Куцыкович. Рентген-дифрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков (К работе З. Н. Горбуновой) . . . № 4
А. А. Озол, В. В. Власов, С. А. Волкова. К методике выделения глинистых минералов из соляных глин . . . . . № 3

Критика и дискуссии

А. А. Иванов. Некоторые замечания о статье М. А. Жаркова и Т. М. Жарковой «Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования» . . . . . № 1
М. Я. Кац, В. В. Баранов, А. А. Рассказов. По поводу статьи D. Smale M. Se. «Density-gradient Columns with special reference to their application to modal analysis» (Minerals science and Engineering, 1970, v. 2, № 2, pp. 18—23) . . . . . № 6
А. Е. Мирошников. О теории формационного анализа (по поводу статьи Ю. А. Воронина, Э. А. Еганова «Вопросы теории формационного анализа») № 5
А. В. Павлов. По поводу статьи Я. Э. Юдовича «О распределении зольности в каменных углях Алмазно-Марьевского района Донецкого бассейна» . . . № 1

Хроника

П. Л. Безруков. Семинар по глубоководным осадкам морей и океанов . . № 3
Х. А. Вийдинг, А. В. Раукас. Информация о межведомственном совещании по методике изучения четвертичных терригенных отложений (Таллин) . . № 1
М. Н. Ильинская, Г. А. Чихрадзе. Второй семинар Секции вулканогенно-осадочных образований Комиссии по осадочным породам . . . . . № 6
А. А. Лазаренко. Первый семинар по континентальному осадкообразованию № 4
А. В. Македонов, П. В. Зарицкий. Первый семинар по изучению конкреций и конкреционному анализу . . . . . № 5
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1970 г. . . . № 5
Перспективы развития промышленности минеральных ресурсов СССР в 1971—1975 гг. . . . . № 6
М. А. Ратеев, В. И. Муравьев. Международная конференция по изучению глин. Токио, 1969 г. . . . . № 3
Д. Г. Сапожников. Письмо в редакцию . . . . . № 3
П. П. Тимофеев. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу . . . . . № 4
Библиография литологических статей, опубликованных в зарубежных журналах, поступивших в библиотеку Секции наук о Земле (с января 1970 г. по сентябрь 1970 г.) . . . . . №№ 2, 3, 4, 5, 6
В. С. Яблоков. (К 70-летию со дня рождения) . . . . . № 3
Л. В. Пустовалов . . . . . № 2
А. Л. Юревич . . . . . № 4

Опечатки

В № 5 за 1971 год

Напечатано	Следует читать
Полоса 146, 9 строка сверху	
Железная руда, млн т. 12,4	196

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА, Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора), В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA, G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief), V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И Гришина*

Сдано в набор 1/X-1971 г. Т-20130 Подписано к печати 10.XII-1971 г. Тираж 1325 экз.
Зак. 4766. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₄. Усл. печ. л. 14,7+2 вкл. Уч.-изд. листов 16,9

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Ж 17
ПЫЖЕВСКИЙ 7
ГЕОЛОГИЧ ИНСТ
70493
3-12

10

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“

Готовится к печати книга:

Задкова И. И. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧИЙ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ИРТЫША. 12 л. 1 р.

В книге на основе микроморфологического, минералогического и геохимического методов исследования доказывается ритмичный характер осадкообразования в районе работ в средне-верхнечетвертичное время на фоне неоднократного перемещения границ седиментации и размыва. Показывается, что климат и общие геологические условия определили три основных типа разрезов четвертичных отложений, существенно отличных по своему строению и составу, а также что основными факторами в формировании лёссовидных пород являлись склоновые процессы, выветривание, а в некоторых случаях перенос материала ветром.

Книга рассчитана на широкий круг литологов и геологов-четвертичников.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга-почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, 9-я линия, 16; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Москва, ул. Горького, 8; Москва ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»