

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1972

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

5

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 5, 1972 г.

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

И. А. Михайлов, Г. Н. Батурин, А. В. Коченов, Ю. В. Миртов, А. В. Развальяев. Условия накопления фосфоритов в Нильской синеклизе и на шельфе Юго-Западной Африки	3
Н. Г. Верейский. Физико-механические свойства верхнелейстоценовых морен Русской равнины	14
П. Н. Конев, Б. Я. Чалов. Изучение обломочного кварца такатинской свиты Колво-Вишерского края для палеогеографических реконструкций	21
С. И. Шуменко. О цеолитах группы гейландита	26
И. М. Симанович, Г. В. Ивенсен. О включениях минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце	34
В. Ф. Шульга. Закономерности изменения угленосности и цикличности в самарской свите Западного Донбасса	51
А. П. Теофилова. Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом	67
Н. Т. Воскресенская. Геохимия таллия в Чиатурском марганцеворудном бассейне	75
В. С. Попов. К литологии ангидритовой толщи верхнеюрской галогенной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта с ее сероносностью	89

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

К. И. Багринцева. О пористости карбонатных коллекторов	99
Ф. Ф. Таранушич, А. А. Рожнов, В. А. Лыткин, В. И. Щибрик, Е. И. Бузмаков. О флишовой ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского месторождения (Центральный Казахстан)	107
Т. Н. Кременецкая. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки	115
В. А. Филиппов. О закономерностях распределения фаций в древних толщах западного склона Южного Урала	123

МЕТОДИКА

Л. Е. Штеренберг, В. И. Гречин, А. А. Соловьев, Г. Н. Щурина. К методике окрашивания карбонатных пород	127
--	-----

ХРОНИКА

Г. Н. Доленко, Е. П. Сливко. Симпозиум «Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые»	133
В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных. Читинский семинар по стратиформным месторождениям цветных металлов	136
Е. А. Головин, В. И. Попов, Э. Г. Шакаров. Семинар по эпигенетическим (наложенным) процессам в мезозойских и кайнозойских осадочных породах	138
Н. Б. Васюкович (К 70-летию со дня рождения)	141
А. И. Гусев	143

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1972
SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

I. A. Mikhailov, G. N. Baturin, A. V. Kochenov, Yu. V. Mirtov, A. V. Razvalyaev. Conditions of accumulation of phosphorites in the Nile syncline and on the shelf of South-West Africa	3
N. G. Vereisky. Physico-mechanical properties of Upper Pleistocene moraines of the Russian plain	14
P. N. Konev, B. Ya. Chalov. Study of detrital quartz of Takata suite in the Kolvo-Vishera region for paleogeographical reconstructions	21
S. I. Shumenko. On zeolites of the heulandite group	26
I. M. Simanovich, G. V. Ivensen. On inclusions of minerals and mineral-forming environment in detrital quartz	34
V. F. Shulga. Alteration regularities in the presence of coal and cyclic recurrence in Samara suite of the West Donets Basin	51
A. P. Feofilova. Concretions in fossil soils of Permian-Carboniferous deposits of the Donets Basin and their relation to climate	67
N. T. Voskresenskaya. Geochemistry of thallium in the Chiatura manganese-ore basin	75
V. S. Popov. On lithology of the anhydritic series in the Upper Jurassic halogenic formation on the south-western spurs of Gissar Range in relation to its sulphur content	89

SHORT NOTES

K. I. Bagrintseva. On the porosity of carbonaceous collectors	99
F. F. Taranushich, A. A. Rozhnov, V. A. Litkin, V. I. Shchibrik, E. I. Buzmakov. Flyshoid rhythmicity of ore-bearing strata of the Zhairam deposit (Central Kazakhstan)	107
T. N. Kremenetskaya. Specific features of lacustrine deposits in a volcanic area (on the example of the Tigil region of Kamchatka)	115
V. A. Filippov. On regularities of distribution of facies in old deposits of the western slope of the South Urals	123

METHODS

L. E. Shterenberg, V. I. Grechin, A. A. Soloviev, G. A. Shurina. On the method of colouring carbonate rocks	127
---	-----

CHRONICLE

G. N. Dolenko, E. P. Slivko. Symposium «Halogen formations of the Ukraine and related mineral resources»	133
V. M. Popov, L. F. Narkelyun, Yu. P. Bezrodnykh. Seminar on stratiform deposits of non-ferrous metals held in Chita	136
E. A. Golovin, V. I. Popov, E. G. Shakarov. Seminar on epigenetic (superposed) processes in Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks	138
N. B. Vassoevich (to the 70-th anniversary)	141
A. I. Gusev	143

УДК 553.643 : 551.351 (66+68)

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ФОСФОРИТОВ В НИЛЬСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ И НА ШЕЛЬФЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

**И. А. МИХАЙЛОВ, Г. Н. БАТУРИН, А. В. КОЧЕНОВ, Ю. В. МИРТОВ,
А. В. РАЗВАЛЯЕВ**

Сравниваются морфология, состав и условия накопления фосфатного материала из верхнемеловых — третичных отложений Нильской синеклизы (Египет) и четвертичных осадков шельфа Юго-Западной Африки. Процесс фосфоритообразования, протекавший в мел — палеогене, был близок современному. Источник фосфора — органическое вещество, он концентрируется в результате перемива фосфатсодержащих осадков.

НИЛЬСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Фосфориты Нильской синеклизы вначале описывались как «костеносные слои» или «брекчии с костями рыб» (Zittel, 1882; Barron, Hume, 1902; и др.). Признавая обилие костного фосфата в фосфоритах, большинство исследователей расходится в трактовке природы других компонентов породы. Так, А. Риттман и В. Махью (Rittman, Machu, 1955) указывают на присутствие в фосфоритах фосфатного цемента, частично или полностью замещенных фосфатом створок раковин моллюсков и на метасоматическое замещение фосфатом карбонатных пород, контактирующих с фосфоритами. Округлые фосфатные зерна, являющиеся одним из основных компонентов фосфатного материала, описываются ими и рядом других геологов как фосфатные оолиты (Awad, Ghobrial, 1966; Anwar et oth, 1963). Подобные фосфатные образования В. Ф. Хьюм (Hume, 1927) считает копролитами морских животных.

Изучение фосфоритов и фосфатных пород из отложений сантонского, кампанского, маастрихтского и датского ярусов, палеоцена и нижнего эоцена Нильской синеклизы, проведенное в последние годы (Mikhailov et oth., 1968; Mikhailov et oth., 1970), позволяет уточнить и дополнить существующие представления о составе фосфоритов и природе фосфатного материала.

Среди отложений верхнего мела — эоцена Нильской синеклизы максимальной фосфоритоносностью обладают песчано-глинистые и глинистые осадки верхнего кампана, содержащие местами банки устричников, отдельные пласты мергелей и глауконитовых песчаников. Фосфориты слагают пласты и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 6 м и протяженностью от первых метров до 100 км и более. Внешне они похожи на песчаники, гравелиты, брекчии и кремни. Вне зоны выветривания цвет фосфоритов темно-серый, почти черный, в связи с присутствием тонкораспыленного органического вещества и пирита.

В зоне выветривания фосфориты светло-серые или окрашены гидроокислами железа в желтые и бурые тона. В связи с присутствием тонких

прослоев и линз мергелей, глин и известняков пласты фосфоритов имеют сложное строение. Контакт фосфоритов с подстилающими породами несет следы эрозии, его поверхность изобилует карманами и бороздами размыва глубиной до 50—70 см, что оказывает существенное влияние на мощность пластов. Как правило, в зоне контакта развита густая сеть ходов червей-иллоедов, проникающих в подстилающие породы на глубину 10—15 см. Ходы иллоедов заполнены фосфоритом. Верхний контакт фосфоритов ровный, резкий.

Покрывающие породы в своей нижней части обогащены фосфатным материалом, количество которого постепенно убывает вверх по разрезу. Текстура фосфоритов слоистая и беспорядочная. Слоистость, в том числе и косая, обусловлена изменчивостью гранулометрического состава фосфатов, обогащением отдельных прослоев различным нефосфатным материалом, ориентированным расположением раковин моллюсков, обломков известняков и мергелей.

Основные породообразующие компоненты фосфоритов: 1) фосфатные костные остатки и стяжения (30—80%); 2) карбонатный, карбонатно-глинистый, карбонатно-кремнистый, кремнистый или реже пиритовый цемент (20—65%); 3) нефосфатный терригенный, органогенный, аутигенный и гипергенный материал (5—15%) — зерна кварца, полевых шпатов и акцессорных минералов, обломки различных горных пород, окремненная и ожелезненная древесина, обломки и примазки углей, раковинный детрит, глауконит, пирит, гипс, кальцит, галит и гидроокислы железа.

По количеству фосфатного материала выделяются две основные группы фосфоритов (табл. 1).

Таблица 1

Группы фосфоритов			
Порода	К общей массе породы, %		Содержание P_2O_5 , %
	фосфатного материала	цемента	
Собственно фосфориты	50 и более	40 и менее	16—34
Бедные фосфориты	30—50	40—65	10—16

Естественно, что это деление условно, поскольку выделенные группы связаны друг с другом постепенными переходами.

Основные различия между фосфоритами обусловлены, помимо содержания P_2O_5 , составом цемента, в соответствии с чем выделяются карбонатные, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые и кремнистые фосфориты. Менее распространены фосфориты с пиритовым и гипергенным цементом.

В зависимости от размера фосфатных компонентов выделяются мелко-, средне-, крупно- и разнотернистые разновидности, а также гравийные и брекчиевые (конгломератовидные) фосфориты.

Фосфориты тесно связаны с нефосфатными породами, замещаясь ими по простиранию и вертикали. Промежуточное звено между ними — фосфатные породы: устричники, мергели, глины, песчаники и конгломераты, в той или иной мере обогащенные фосфатными стяжениями и костными остатками. К ним отнесены породы, содержащие менее 30% фосфатного материала (менее 10% P_2O_5). Фосфатные породы не только замещают фосфориты, но и образуют самостоятельные пласты и линзы среди осадков верхнего мела — нижнего эоцена.

Фосфатный материал фосфоритов представлен двумя основными разновидностями: костными остатками различных позвоночных и округлыми

фосфатными стяжениями. Реже встречаются фосфатные ядра моллюсков. Других фосфатных образований в фосфоритах не установлено.

Фосфатные костные остатки составляют 10—75%, обычно около 15—30%, общего количества фосфатного материала. Они представлены обломками и целыми экземплярами костей, позвонков и зубов рыб (*Lamna*, *Corax*, *Otodus* и др.), мезозавров, крокодилов и черепах (фиг. 1, а). В бедных фосфоритах — костных брекчиях — Е. Штромер и В. Вейлер (Stromer, Weiler, 1930) обнаружили зубы млекопитающих из группы сумчатых (*Multituberculata*).

Наиболее распространены костные остатки и зубы рыб размером 0,1—15 мм; реже встречаются обломки костей (до 10—25 см) и крупные (до 2—4 см) зубы рыб и рептилий. Степень окатанности костных остатков различна, но преобладают неокатанные и слабоокатанные.

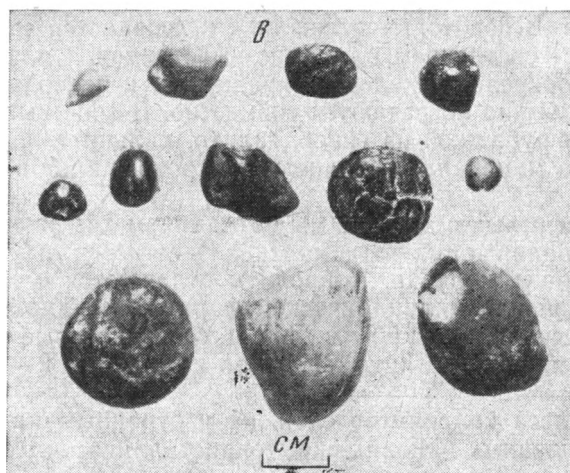
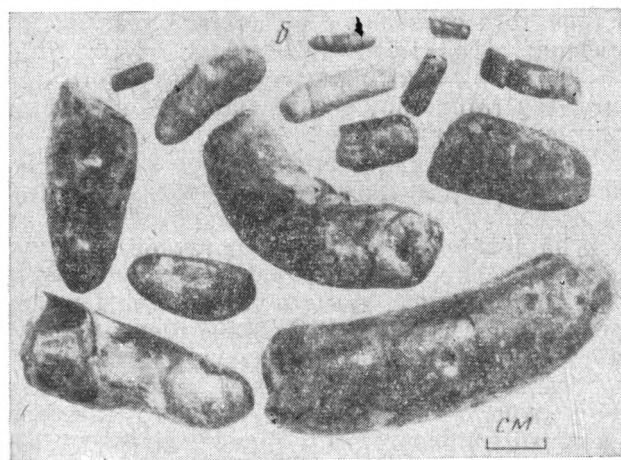
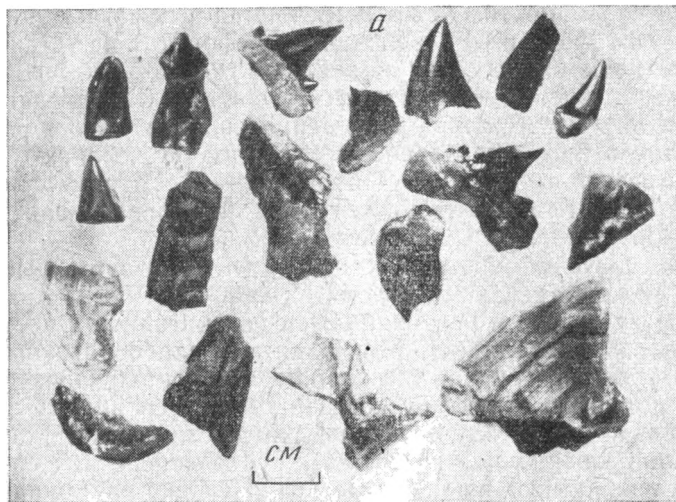
Кости и зубы позвоночных сохраняют первоначальную спутанново-локнистую, пористую структуру костной ткани, дентиновые и гаверсовы каналы, эмаль и т. п. В силу различной плотности костной ткани на периферии и в центральных частях костей и зубов поперечные срезы мелких костных остатков имеют концентрическое строение, напоминающее оолитовую структуру. Ткань костей и зубов сложена хорошо раскристаллизованным фосфатным минералом, образующим агрегаты тонковолокнистого или пластинчатого строения с волнистым угасанием. Его показатели преломления: $N_0 = 1,616—1,618 \pm 0,03$; $N_e = 1,620—1,622 \pm 0,03$; $N_e - N_0 = 0,004—0,007$. По данным рентгеноструктурного, термического и химического анализов (Mikhailov et al., 1968), этот фосфатный минерал чрезвычайно близок к фторапатиту.

Содержание P_2O_5 в остатках костей и зубов 22—39% и в значительной мере зависит от их загрязнения нефосфатными компонентами, выполняющими поры костной ткани, микро- и макротрещины, а также образующими налеты на поверхности костных остатков. Такими компонентами являются мелкие зерна кварца, глинистые минералы, органическое вещество, кальцит, пирит, гипс, галит и гидроокислы железа.

Наиболее высокие содержания P_2O_5 характерны для зубов рыб, обладающих наибольшей плотностью, а низкие свойственны крупнопористым костям рептилий. Фосфатные стяжения составляют 25—90%, обычно около 70—85% общего количества фосфатного материала. Вне зоны выветривания в связи с присутствием тонкодисперсного пирита и органического вещества они окрашены в темно-серый, почти черный цвет и импрегнированы микрокристаллами пирита. В зоне выветривания цвет стяжений светло-серый и белый, реже желтый или бурый за счет гидроокислов железа. В некоторых стяжениях наблюдается зональная окраска, связанная с осветлением их в зоне выветривания или пропиткой поверхности гидроокислами железа. Окрашенные и неокрашенные фосфатные стяжения обычно встречаются совместно. В зоне выветривания стяжения покрыты рубашкой из гипса, галита, кальцита или гидроокислов железа. Эти же минералы выполняют микротрещины и пустоты в теле стяжений.

В группу фосфатных стяжений мы объединяем две разновидности фосфатного материала: копролиты морских животных и диагенетические фосфатные зерна и желваки. Копролиты отличаются четко выраженной веретенообразной или цилиндрической формой. Их диаметр 0,5—10 мм при длине от нескольких до 50 мм (фиг. 1, б). Некоторые копролиты имеют вид спиралей или изогнутых палочек диаметром 2—4 мм и длиной 3—10 см.

Основная масса копролитов сложена изотропным или слабополяризующим в скрещенных николях скрытокристаллическим фосфатом, в который иногда включены мельчайшие обломки костей, небольшая примесь глинистого вещества, редкие зерна кварца, гидроокислы железа и кристаллики пирита. Количество этого материала редко превышает 1—2%.



Фиг. 1. Фосфатный материал из верхнемеловых фосфоритов
а — зубы рыб и костные остатки; *б* — копролиты; *в* — зерна
и желваки

В некоторых крупных копролитах в изобилии содержатся диатомеи, vyplненные халцедоном.

Копролитам свойственна микрогранулярная и реже спутанноволокнистая структура, постепенно сменяющаяся к их периферии однородной. Мелкие обломки костей и панцири диатомей по мере приближения от центра к периферии копролитов теряют четкие очертания, как бы растворяясь в основной массе. В тех случаях, когда копролиты мелкие, раздроблены и окатаны; отличить их от фосфатных зерен можно только по реликтам органогенной спутанноволокнистой структуры, обнаруживаемой в шлифах. Фосфатные зерна и желваки имеют шаровидную, эллипсоидальную, лепешковидную или изометрическую форму (фиг. 1, в). Их размер 0,05—5 мм, реже встречаются желваки до 20—30 мм в поперечнике. Как и копролиты, они сложены изотропным или слабополяризующим скрытокристаллическим фосфатом. От копролитов они отличаются не только формой, но и пелитоморфной или однородной структурой основной массы. В некоторых случаях наблюдается обрастание мелких обломков фосфатных копролитов, зерен и костных остатков однородным скрытокристаллическим франколитом. Оолитовых структур в фосфатных зернах и желваках не обнаружено.

Основная масса фосфатных копролитов, зерен и стяжений сложена франколитом с показателем преломления $1,595-1,611 \pm 0,003$ (Mikhailov et al., 1970). Содержание P_2O_5 в этих образованиях более стабильно, чем в костных остатках и составляет 31—35%. Фосфатные ядра моллюсков, главным образом пелеципод и гастропод, образовались в результате заполнения внутренних полостей раковин фосфатными зернами, копролитами и мелкими костными остатками. Кроме того, в них содержатся мелкие песчаные зерна кварца, гидроокислы железа, пирит и примесь глинистого материала.

Химический состав фосфатного материала из фосфоритов Нильской синеклизы приведен в табл. 2.

По морфологии, структуре и химическому составу описанные выше фосфатные образования из фосфоритов и фосфатных пород Нильской синеклизы сходны с копролитами, аутигенными фосфатными зернами и желваками из фосфоритоносных современных и четвертичных отложений шельфа Юго-Западной Африки (Батурин, 1969; Батурин и др., 1970; Сенин, 1970). Такое сходство свидетельствует о близости процессов фосфоритобразования, протекающих в современных осадках шельфа и имевших место в геологическом прошлом.

ШЕЛЬФ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Современный процесс образования фосфоритов на шельфе Юго-Западной Африки происходит, как и предполагал в свое время А. В. Казаков (1939), в зоне подъема вод, обогащенных фосфором (до 100 мкг/л) и другими биогенными элементами. В этом районе происходит усиленное потребление фосфатов фитопланктоном (в основном диатомеями), продуктивность которого достигает здесь максимальных для Атлантического океана величин — до 2,5—3,8 г С/м²/сутки (Nielsen, Jensen, 1957). Фитопланктон в свою очередь служат пищей для огромных косяков планктоноядных рыб, вслед за которыми здесь концентрируются хищные рыбы, морские млекопитающие и птицы.

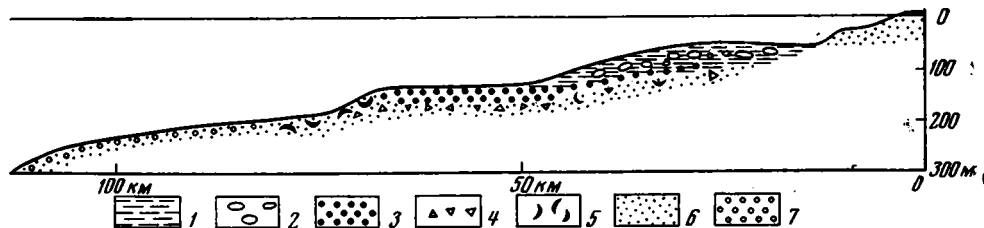
Высокая биологическая продуктивность района — основной фактор, контролирующий состав осадков. Особенно четко она отражается на составе диатомовых илов, содержащих до 50—67% аморфного кремнезема, представленного панцирями диатомовых водорослей, и до 15—25% органического вещества, также в основном планктоногенного.

Таблица 2

Химический состав фосфатного материала

Компо- ненты	Верхнемеловые фосфориты							Нильской синеклизы						Четвертичные отложения шельфа Юго-Западной Африки						
	зубы рыб		обломки костей рептилий					копролиты			фосфатные зерна		ядра пеле- ципод	фосфатные зерна			копролиты			кости рыб
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
P ₂ O ₅	34,48	34,94	22,67	25,12	26,64	27,15	27,57	30,78	32,04	34,34	31,31	35,20	29,37	25,20	29,37	32,09	25,85	29,72	32,40	27,16
CO ₂	—	3,50	—	—	—	—	—	—	—	3,62	—	—	—	5,34	5,34	6,47	5,90	5,34	6,37	5,23
SiO ₂	0,75	0,36	1,20	4,03	0,46	5,35	1,77	0,52	1,20	0,36	1,06	0,73	0,68	14,30	4,23	0,17	1,56	0,20	0,16	0,70
Al ₂ O ₃	0,50	0,01	0,76	1,81	0,33	2,71	0,77	0,87	0,71	Нет	0,55	0,43	0,69	0,45	0,33	0,05	0,03	0,10	0,02	0,11
Fe ₂ O ₃	1,37	(1,67)	1,47	2,78	0,73	4,64	1,09	4,42	3,22	{0,24}	0,76	0,54	1,00	{0,80	1,00	0,20	—	—	—	0,50
FeO		(0,50)												—	—	—	—	—	—	—
CaO	50,95	52,45	51,35	43,86	52,71	42,83	47,52	47,92	49,01	54,31	50,93	52,99	46,59	36,13	42,31	46,41	35,67	42,11	46,13	37,94
MgO	0,18	—	0,07	0,22	0,09	0,37	0,03	0,13	0,23	0,01	0,19	0,15	0,06	1,73	1,27	1,73	2,89	2,55	2,12	2,04
MnO	0,03	0,18	0,34	0,11	0,06	0,18	0,18	0,26	0,20	0,04	0,02	0,02	0,16	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,003
BaO	0,63	—	0,42	3,04	0,45	2,23	2,29	1,13	0,39	—	—	0,34	6,02	0,01	0,03	0,08	—	0,08	0,03	0,13
TiO ₂	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	0,006	0,006	0,006	0,004	0,02	0,004	0,006
SO ₃	1,33	2,03	1,54	0,09	1,19	1,07	0,46	1,9	1,71	1,78	2,05	0,03	1,43	2,07	2,25	1,82	2,65	—	—	3,20
F	—	3,19	—	—	—	—	—	—	—	4,31	—	—	—	2,45	3,00	3,02	0,60	—	—	2,26
П.п.п.	5,67	5,77	16,32	6,23	13,86	7,03	9,02	6,89	6,37	6,45	6,32	6,50	6,45	14,05	12,00	11,50	22,65	11,70	11,35	23,20

Примечание. 1—10—органогенные остатки фоссилизированы; 14—рыхлые фосфатные стяжения; 15—глобулярные хрупкие фосфатные конкреции; 16—массивные плотные фосфатные конкреции; 17—рыхлые; 18—уплотненные; 19—литифицированные; 20—нефоссилизированные.



Фиг. 2. Фациальный профиль шельфа Юго-Западной Африки по 23° ю. ш.
1 — диатомовые илы; 2 — современные фосфатные зерна и конкреции; 3 — литифицированные фосфатные зерна и конкреции; 4 — зерна терригенного материала; 5 — ракушка; 6 — терригенные пески; 7 — фораминиферовые пески

Среднее содержание фосфора в диатомовых илах понижено по сравнению с таковым в диатомовом фитопланктоне примерно в 1,5 раза и составляет около 1,3% P_2O_5 . На базе этого относительно низкого исходного содержания фосфора в диатомовых илах развивается процесс аутигенного диагенетического фосфоритообразования. Начальными его продуктами являются коллоидальные сгустки фосфатизированного ила, конечными — плотные фосфоритовые зерна и желваки (Батури́н, 1969; Батури́н и др., 1970). Наряду с этим в осадках встречаются (иногда в изобилии) и другие фосфатные образования: кости рыб и морских млекопитающих, фосфатизированные копролиты, фосфатные ядра фораминифер и гастропод. Поступление на дно костного материала связано не только с естественным отмиранием ихтиофауны, но и с периодически повторяющимися в продуктивных районах массовыми заморами (Bongersma-Sanders, 1957).

Диатомовые илы распространены в полосе шириной до 36—48 км между 18 и 24° ю. ш. на внутреннем шельфе, на глубинах преимущественно 60—140 м (Marchand, 1928; Сенин, 1968, 1970). Эта зона совпадает с областью замедленной циркуляции, допускающей осаждение на дно тонкого материала (Mgatov, 1969).

К западу и югу в зоне активной циркуляции распространены грубозернистые биогенные и терригенные осадки, нередко обогащенные фосфором — до 10—20% P_2O_5 за счет высокого содержания (до 75%) сортированных фосфатных зерен (Сенин, 1970). Такие же зерна обнаружены одним из авторов (Г. Н. Батуриным) у внешней границы зоны диатомовых илов и в их подошве, где они сменяются песками и ракушняками.

Эти данные, а также фациальный профиль (фиг. 2), построенный по 23° ю. ш. по материалам III рейса НИС «Академик Курчатов» (Батури́н, 1969), свидетельствуют, что фосфоритовые пески являются в сущности реликтовым фосфоритовым концентратом, сформировавшимся при перемыве тонких осадков, содержавших рассеянный фосфатный материал. Такой перемыв неминуемо происходил при трансгрессии и регрессии моря. В первом случае погружающийся внутренний шельф подвергался воздействию основной интенсивной струи вдольберегового течения; во втором случае, т. е. при регрессии моря, шельфовые осадки попадали в пляжевую зону и размывались волнами. Судя по наличию абразионных уступов на берегу и на дне, изменение уровня моря с амплитудами порядка 100 м происходило в этой зоне в течение верхнечетвертичного времени не меньше шести раз (Hout et al., 1969).

ОБРАЗОВАНИЕ ФОСФОРИТОВ

Нам представляется, что образование фосфоритов и фосфатных пород Нильской синеклизы могло происходить в обстановке, весьма сходной с той, которая существует на шельфе Юго-Западной Африки.

Судя по палеогеографическим реконструкциям (Mikhailov a. oth., 1970), процесс фосфоритообразования был приурочен к верхнемеловому эпиконтинентальному бассейну, занимавшему крупную седиментационную впадину — Нильскую синеклизу (фиг. 3). Фосфоритоносные отложения накапливались в шельфовой зоне бассейна, протягивавшейся параллельно береговой линии.

В ее пределах формировались фосфоритоносные, преимущественно песчано-глинистые и глинистые отложения, содержащие банки устричников. Собственно прибрежные песчаные дельтовые фации, как и глубоководные карбонатные, фосфоритов не содержат.

Обилие в фосфоритах и вмещающих их осадках органического материала (кости рыб и рептилий, раковины моллюсков, фораминиферы, панцири диатомей, копролиты) свидетельствует о высокой биологической продуктивности в бассейне седиментации, а присутствие пирита в отдельных пластах фосфоритов и песчаников указывает на периодическое сероводородное заражение бассейна.

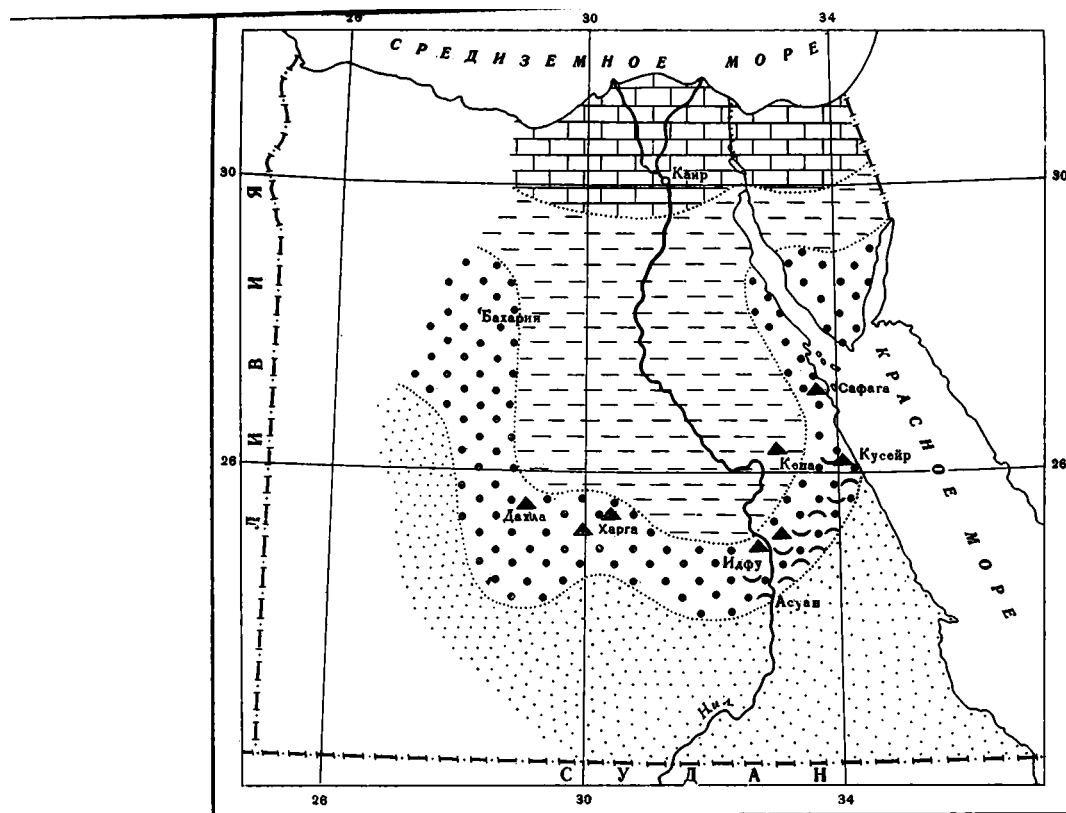
Широкое развитие окремнения в фосфоритах АРЕ мы связываем с замещением в процессе диагенеза карбоната цемента фосфоритов, ассоциирующих с ними мергелей и устричных известняков кремнеземом, источником которого могли служить панцири диатомей. Обычно окремнение имеет вид пятен, неправильной формы «линз» и четковидных «прослоев». Реже наблюдается полное окремнение прослоев мергелей и карбонатного цемента фосфоритов.

Механизм процесса образования кремней среди карбонатных пород за счет органического детрита с опаловым скелетом показан в работе Г. А. Смирнова и др. (1969). Известно, что на Русской платформе фосфориты также нередко ассоциируют с кремнистыми осадками (трепел, диатомит, опока), представляющими собой скопления организмов с кремневым скелетом. Прослой диатомитов и мелкие линзы халцедона встречены в разрезах темных олигоценых глин, вмещающих костные брекчии (Мстиславский, Коченов, 1960). Очевидно, что подобная ассоциация остатков организмов (фито- и зоопланктона, рыб и морских пресмыкающихся) в фосфоритоносных отложениях не случайна и является отражением естественного биоценоза, возникшего в свое время на базе общности условий существования.

Морфология, структура и химический состав фосфатных стяжений из фосфоритов и фосфатных пород Нильской синеклизы и четвертичных осадков шельфа Юго-Западной Африки чрезвычайно сходны (см. табл. 2). Из этого следует, что физико-химические условия их формирования также были весьма близкими. Основная масса фосфатных стяжений из фосфоритов Нильской синеклизы, по-видимому, представляет собой диагенетические образования, первоначально сформировавшиеся в тонких пелитовых илах.

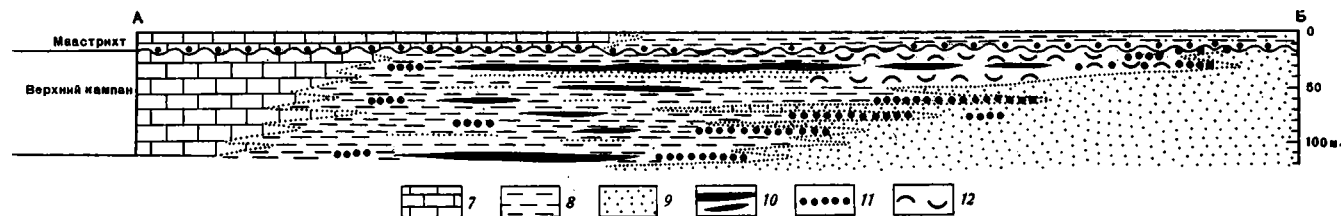
Концентрация фосфатного материала и образование фосфоритовых пластов происходило, очевидно, как и в современных условиях, в результате перемива и переотложения осадков в периоды усиления гидродинамической активности вод в бассейне седиментации. На это указывают эрозия поверхности, на которой происходила концентрация фосфатного материала, его окатанность, сортировка, слоистость фосфоритов, присутствие в подошве фосфоритовых конгломератов и брекчий. Одновременно с фосфатом отлагались песчаные зерна кварца, полевых шпатов, акцессорных минералов, обломки древесины, плоды пальм и кости наземных позвоночных, сносившиеся с прилегающей суши (Аравийско-Нубийский щит).

Глинистые и органические компоненты при перемиве илов выносились в более удаленные от берега зоны, где отлагались, образуя темные глинистые сланцы. Следует заметить, что связь между фосфоритами и битуминозными сланцами вообще распространена. Так, в черных палео-



Фиг. 3. Палеогеографическая схема кампанского века и профиль по линии Каир — Асуан

1 — зона открытого моря, карбонатные отложения; 2 — зона мелководного шельфа, преимущественно глинистые фосфоритонасыщенные и слабо фосфоритонасыщенные отложения; 3 — зона мелководного шельфа, песчано-глинистые фосфоритонасыщенные отложения; 4 — устричные банки; 5 — зона развития отложений дельты, преимущественно песчаные осадки; 6 — месторождения фосфоритов; 7 — глинистые известняки; 8 — глины; 9 — песчаники; 10 — фосфориты; 11 — бедные фосфориты и фосфатные породы; 12 — устричные известняки



зойских сланцах США широко развиты прослои, сложенные фосфатным материалом: остатками рыб, конодонтами, диагенетическими стяжениями (Rich, 1951). Происхождение этих слоев связывается с активизацией гидродинамического режима. Чередование слоев фосфоритов и битуминозных сланцев характерно и для формации Фосфория (США).

Эти факты, число которых можно было бы увеличить, являются проявлением генетической связи между органическим веществом и фосфором. В основе этой связи лежит высокая биологическая продуктивность шельфовых зон морских и океанических бассейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс формирования меловых фосфоритов в Нильской синеклизе и, видимо, во всей Восточно-Средиземноморской фосфоритовой провинции был во многих отношениях сходен с процессом формирования четвертичных фосфатных осадков на шельфе Юго-Западной Африки. Основные черты этого сходства таковы.

1. Фосфатный материал описанных отложений по своему происхождению биогенный. Это относится не только к костям и фосфатизированным копролитам, но и к фосфатным зернам и желвакам, сформировавшимся в первичном осадке в результате диагенетического перераспределения фосфора.

2. В обоих случаях образование исходных, «материнских», тонкозернистых фосфоритовых осадков происходило на шельфе, в относительно спокойных гидродинамических условиях, в зоне высокой биологической продуктивности, обусловленной поступлением из открытой части бассейна глубинных вод с повышенным содержанием биогенных (в том числе фосфора) элементов.

3. Концентрация рассеянного фосфатного материала (диагенетических стяжений, костей, фосфатизированных копролитов) происходила при перемыве исходных тонкозернистых осадков путем выноса из них тонких, преимущественно нефосфатных фракций.

На этом основании мы можем утверждать, что основные черты современного процесса фосфоритообразования (Батурин, 1969; Батурин и др., 1970) унаследованы по крайней мере с верхнемелового времени. Характерные особенности этого процесса — его многоэтапность и сложное взаимодействие таких факторов, как продуктивность и циркуляция вод, диагенетическое перераспределение фосфора в осадках и неоднократные перемывы осадков.

Различия между описанными примерами современного и древнего фосфоритообразования являются второстепенными и касаются, видимо, в основном состава морского планктона и nekтона, соотношения различных фосфатных компонентов в осадках, морфологии бассейна седиментации, длительности и интенсивности процесса фосфоритообразования. Роль климата в этом процессе также представляется второстепенной, поскольку в районе Юго-Западной Африки современный климат аридный, а на северо-востоке Африканской платформы климат в течение верхнемелового времени был гумидным (Миртов и др., 1969).

В заключение укажем, что описанный нами процесс фосфоритообразования подтверждает ряд основных положений схемы, разработанной Г. И. Бушинским (1966) на основе анализа геологического материала по многочисленным фосфоритовым месторождениям разного возраста.

Из этого следует, что не только в верхнемеловом, но, видимо, и в некоторых более древних бассейнах образование фосфоритов происходило в целом так же, как на современном продуктивном шельфе Юго-Западной Африки.

- Батурин Г. Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа Юго-Западной Африки.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Тр. Н.-и. ин-та по удобрениям и инсектофунгисдам. М., 1939, вып. 146.
- Миртов Ю. В., Михайлов И. А., Развальяев А. В. Некоторые вопросы палеоклимата эпох фосфоритообразования. Материалы научно-технической конференции в г. Новокузнецк, 1969.
- Мстиславский М. М., Коченов А. В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в «красных водах».— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Сенин Ю. М. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Сенин Ю. М. Фосфор в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Смирнов Г. А., Федорова Г. Г., Лумпянский А. И. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Anwar Y., Kotb H., Fekry A., Ghoneim A. Comparative geochemical studies on three Egyptian composite phosphate samples.— Geol. U. A. R., 1963, vol. VII, No. 2.
- Awad G. H., Ghobrial M. G. Zonal stratigraphy of the Kharga Oasis.— Geol. Surv. Miner. Res. Dept. paper. 1966, No. 34, Cairo.
- Barron T., Hume W. F. Topography and Geology of the Eastern Desert (central portion).— Egypt. Geol. Surv. Dept., Cairo, 1902.
- Brongersma-Sanders M. Mass mortality in the sea.— Geol. Soc. Amer. Memoir, 1957, 67, No. 1.
- Hoyt I. H., Oostdam B. L., Smith D. D. Offshore sediments and valleys of the Orange River (South and South-West Africa).— Marine Geol., 1969, v. 7, No. 1.
- Hume W. F. The phosphate deposits in Egypt.— Geol. Surv. Egypt, Paper 41, Cairo, 1927.
- Marchand J. M. The nature of the sea-floor deposits in certain regions of the West Coast. Fish and Mar. Biol. Surv., Dept. Mines and Ind Spec. Rep. No. 5. U. S., Afr., 1928.
- Mikhailov I. A., Razvaliaev A. V., Mirtov Y. V., Ghanem M., Zalat A., El Razek T. M. On the phosphorites in the Cretaceous-Paleogene sediments of the Nile Valley. The Geol. Soc. of Egypt. Abstracts of papers presented at the Sixth Annual Meeting, Cairo, 1968.
- Mikhailov I. A., Razvaliaev A. V., Mirtov Y. V., Ghanem M., Zalat A. A., Abd El Razik T. M. Stratigraphy of the phosphate-bearing Cretaceous and Paleogene sediments of the Nile valley between Idfu and Qena. Geol. Surv., art. 7, p.p. 109—134. Cairo, 1970.
- Mratov K. I. On principal Water Divergence and Convergence of Eastern Tropical Atlantic-International Council for the Exploration of the Sea. Symposium on «Physical Variability in the North Atlantic», No. 21, 1969.
- Nielsen S. E., Jensen A. E. Primary oceanic production. Galathea report, v. 1, Copenhagen, 1957.
- Rich J. L. Probable fondo origin of Marcellus — Ohio — New Albany Chattanooga bituminous shales — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951, 35, No. 9.
- Rittman A., Machu W. On the origin of Egyptian phosphate deposits. Bull. Fac. Eng., Cairo Univ., № 2, p.p. 303—318, 1955.
- Stromer E., Weiler W. Beschreibung von Wirbeltier-Resten aus dem nubischen Sandsteine Oberagyptens und aus agyptischen Phosphaten nebec Bemagen über die Geol. der Umgegen von Mahamid in Oberagypten. Abhandl. Bayer. Akad. Wissensch., Math.-Naturw. kl. 7, 1930.
- Zittel K. Paleontographica Beitrage zur Geologie und Paleontologie der Libyschen Wüste, Cassel, 1882.

Трест «Зарубежгеология»,
Институт океанологии АН СССР, ВИМС
Москва

Дата поступления
18.V.1970

УДК 552.1 : 53 : 332.21 (470.32)

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРЕН РУССКОЙ РАВНИНЫ¹

Н. Г. ВЕРЕЙСКИЙ

Приводятся данные о физико-механических свойствах моренных отложений последнего оледенения, собранные автором и его помощниками при полевых тематических исследованиях с привлечением обильного литературного материала. Эти данные, а также их сопоставление с показателями физико-механических свойств отложений других генетических типов ледникового комплекса свидетельствуют о значительной (и единообразно направленной) обработке моренных отложений в теле ледника и в процессе отложения, а также об интенсивном динамическом их уплотнении в процессе накопления.

Физико-механические свойства моренных отложений обладают значительным своеобразием, играющим существенную роль при решении инженерно-геологических и геолого-генетических вопросов.

Изучением состава и физико-механических свойств отложений последнего оледенения докладчик и его помощники (Е. А. Чеклина и В. И. Лысаков) занимались во ВСЕГИНГЕО. Были проанализированы литературные и фондовые материалы и произведены контрольные полевые и лабораторные исследования.

Поскольку физико-механические свойства пород зависят и от их состава, необходимо предварительно привести о нем некоторые данные.

При всем разнообразии гранулометрии моренных отложений в них можно отметить определенные закономерности регионального характера и в известном постоянстве соотношения фракций мелкозема. Региональные закономерности определяются дальностью переноса материала, составом горных пород и рельефом поверхности доледникового основания, т. е. они связаны в основном с факторами «внешними» для самого ледника. Постоянство же в соотношении фракций можно объяснить только условиями миграции, перемешивания и разрушения материала в теле самого ледника, т. е. факторами для него «внутренними».

Постоянство соотношения фракций иллюстрируется данными автора (табл. 1) и некоторых других исследователей.

Как видно из таблицы, значительной изменчивостью содержания обладает только грубообломочный материал. Содержания же остальных фракций довольно близки между собой, несмотря на то, что изученные участки располагаются друг от друга на расстоянии в несколько сотен километров и находятся в условиях, резко различающихся по доледниковому рельефу, возрасту и составу подстилающих горных пород, т. е. по внешним факторам, которые могут в наибольшей степени влиять на состав моренных отложений.

¹ Сокращенный доклад на семинаре по континентальному осадконакоплению 5 февраля 1970 г.

Сходные данные получил для морены московского оледенения М. М. Максимов. Он сопоставлял данные по гранулометрическому составу трех различных частей территории распространения этого оледенения, также весьма отдаленных друг от друга. Им получены следующие коэффициенты изменчивости: для глинистых частиц — 17,9—19,6, для пылеватых — 15,9—16,7, для песчаных — 11,0—11,7 и для грубообломочного материала 58,4—64,5%, т. е. значительные коэффициенты изменчивости и здесь наблюдались только для грубообломочного материала. Близкие значения получены и рядом других исследователей.

Таблица 1

Соотношения содержания фракций морены последнего оледенения
(из четырех различных частей территории его распространения)

Фракции, мм	Среднее содержание, %	Среднеквадратическое отклонение	Коэффициент вариации (изменчивости), %
Грубообломочный материал, >2	8,1	4,5	55,5
Песчаные, 2—0, 05	48,1	3,4	7,05
Пылеватые, 0,05—0,002	32,5	3,4	10,5
Глинистые, <0,002	11,3	2,1	18,6

Сопоставление соотношения фракций по многим тысячам определений из различных частей площади распространения последнего оледенения привели нас к выводу, что в его моренных отложениях сумма песчаных и пылеватых частиц почти всегда составляет 70—80%, остальные 20—30% — грубообломочный материал и глинистые частицы, причем, как правило, при увеличении процентного содержания первых уменьшается содержание вторых и наоборот.

Таким образом, анализ накопившегося к настоящему времени огромного материала о гранулометрическом составе моренных отложений позволяет опровергать господствовавшее в недавнем прошлом мнение о морене как о некоем непознаваемом хаосе, в котором невозможно усмотреть какие-либо закономерности.

Но если по поводу гранулометрического состава мы можем говорить только о некоторых закономерностях в соотношении различных фракций, то, анализируя массовые данные о физико-механических свойствах этих отложений, мы обнаруживаем здесь еще более определенные закономерности.

Прежде всего — постоянство этих свойств. Его можно проиллюстрировать в первую очередь данными наших собственных контрольных определений, бесспорно и вполне точно сопоставимых между собой в силу единообразного отбора монолитов и производства лабораторных определений. Монолиты из моренных отложений взяты нами с глубины 2—2,5 м в разных частях распространения последнего оледенения, отстоящих друг от друга на сотни километров.

Несмотря на это, показатели их физико-механических свойств оказались очень близкими между собой, что усматривается по очень небольшим коэффициентам вариации. Последние составили для значений объемного веса всего 1,3—1,4%, коэффициента пористости — 7,5%, естественной влажности — 7,3%, угла внутреннего трения — 3,5% и т. д.

Но наши контрольные определения охватывали все же только отдельные участки, а в целом для всей территории нами обобщен огромный фактический материал (табл. 2). Значения показателей в таблице приведены в зависимости от обилия материалов. При большом их количестве значения приведены тремя строчками. В верхней строчке представлены пределы средних величин для разных совокупностей, в сред-

Таблица 2

Сводная таблица основных физико-механических свойств и гранулометрического состава моренных отложений последнего оледенения
(для всей площади его распространения в Европейской части СССР)

Лито- логическая разность моренных от- ложений	Физико-механические свойства								
	Объемный вес		Пористость		Влажность		Пластичность		
	при естественной влажности	скелета	%	коэффициент по- ристости	естественная, %	степень влажност- и (коэффициент водонасыщения)	верхний предел, %	нижний пре- дел, %	число
Пески	2,36 2,18—2,46	2,0—2,08 1,75—2,29	24—38	0,32—0,61	7—9 4—19	0,7 0,5—1	—	—	—
Супеси	2,08—2,28 2,02—2,27 1,90—2,51	1,81—2,07 1,78—2,03 1,52—2,25	23—34 18—50	0,32—0,53 0,23—1,0	10—15,5 9,6—16,4 7—26,7	0,53—1,0 0,36—1,0	15,4—20,6 15—21 14—28,5	9,0—14,8 8—14 7,7—13,7	4,9—5,8 3,9—6,5 3,8—7,0
Суглинки	2,08—2,29 2,03—2,29 1,72—2,45	1,74—2,08 1,64—2,07 1,49—2,25	23—34 22—35 16—45	0,32—0,53 0,24—0,56 0,19—0,84	9,1—19,4 6,7—29,6	0,73—0,97 0,47—1,0	16,8—26,8 16—28 14—54	9,4—17 9—17 7—36	9—11,9 8—12 7—17
Глины	2,01—2,20 1,70—2,25	1,62—1,81 1,62—2,07	34—40 27—49	0,51—0,68 0,38—0,97	18,6—27,3 17,4—27,9 8,6—36,4	0,86—1,0 0,74—1,0	32—47 26—52 24—57	15—26 14—27 11—28	21—24 19—31 17—34

Лито- логическая разность моренных от- ложений	Физико-механические свойства				Гранулометрический состав (содержание фракций мм), %			
	Сопротивлению сдвигу		Сжимаемость		грубообломочные, >2	песчаные 2—0,05	пылеватые, 0,05—0,002	глинистые, <0,002
	угол внутреннего тре- трения, °	сцепление, кг/см ²	модуль осадки (относи- тельная деформация) «ε», мм/м	коэффициент сжима- емости (компрессии) «а», см ² /кг				
Пески	28°51'—31° 25°10'—36°30'	0,01 0,0—0,15	—	0,005—0,007	18—33 12—38 0—49	57—82 55—84 26—99	6—17 7—22 0—35	1—1,2 0,1—1,5 0—3
Супеси	19°30'—39°45' 15—45 14—47	0,05—0,48 0,2—0,7 0,0—2,0	31 24—50	0,006—0,017	5—27 6—35 0—43	47—65 46—66 12—86	17—33 14—34 0—73	3—4 3—4 3—9
Суглинки	19—35 13—35 12—45	0,08—1,04 0,06—1,11 1,01—1,90	14—24 6—48	0,0065—0,022 0,005—0,028 0,003—0,058	1—11 0,3—27 0—39	23—63 15—67 8—70	18—60 6—71 0—79	10—24 10—29 10—30
Глины	18—28 14—37	0,06—0,36 0,06—0,65	21—33	0,005—0,006	0,8—2,7 0,5—4 0—7,0	39—44 30—55 5—65	16—22 7—32 4—69	36—40 31—47 30—54

ней — пределы квартильных отклонений, в нижней — абсолютные (т. е. крайние для всех совокупностей) минимумы и максимумы. При меньшем количестве материалов даются две строчки (не приводятся квартили). И, наконец, при самом малом количестве материалов, когда количество определений недостаточно для их статистической обработки, даются только минимальные и максимальные значения.

В табл. 2 мы видим, что такой объективный показатель плотности, как объемный вес, у моренных отложений характеризуется весьма большими (для несцементированных пород) значениями: до $2,51 \text{ г/см}^3$ при естественной влажности и до $2,29 \text{ г/см}^3$ у скелета.

Средние значения объемного веса при естественной влажности для валунных суглинков и супесей — $2,08$ — $2,29$ (никогда не бывает менее 2 г/см^3), а объемного веса скелета — $1,74$ — $2,08 \text{ г/см}^3$.

Естественно, что при значительном объемном весе пористость моренных отложений невелика. Коэффициент их пористости только в единичных случаях достигает единицы, но в большинстве случаев он не более $0,5$.

Отмечается также в целом невысокая (по своим абсолютным значениям) естественная влажность моренных отложений. В среднем для моренных суглинков и супесей последнего оледенения естественная влажность составляет преимущественно 12 — 18% , квартильные значения — порядка 10% — нижнее, 20% — верхнее. Единичные определения: минимальные — 6 — 7% , максимальные — 28 — 29% . Более значительные отклонения наблюдаются у крайних гранулометрических типов: для моренных песков естественная влажность в среднем 7 — 9 , при минимальном значении — 4 и максимальном — 19% ; для моренных глин средняя естественная влажность составляет 19 — 27% , при минимальном значении — 9 и максимальном — 36% .

Несмотря на сравнительно невысокие абсолютные значения естественной влажности моренных отложений в связи с относительно небольшой их пористостью, степень их влажности (коэффициент водонасыщения), как это видно из табл. 2 довольно значительна.

Разумеется, естественная влажность и коэффициент водонасыщения пород зависят не только от их гранулометрического состава и пористости, но в значительной мере и от условий их залегания, т. е. расположения их ниже уровня подземных вод или в зоне аэрации, на той или иной глубине, в той или иной климатической зоне.

Относительно условий залегания мы располагали материалом только своих контрольных исследований, поскольку в других материалах (опубликованных и фондовых) условия залегания, к сожалению, как правило, не отражаются.

Но в региональном разрезе мы смогли проанализировать материал, что позволяет показать зависимость естественной влажности от климатической обстановки. Так, у наиболее типичных для моренных отложений валунных суглинков средняя естественная влажность составляет: в Карельской АССР, Архангельской и Ленинградской областях — 15 — 19% , Эстонии — 13 — 15% , Новгородской и Псковской областях — 12 — 13% , Латвии — 10 — 12% , на севере Белоруссии — 11 — 15% , в Литве — 9 — 14% .

При сопоставлении естественной влажности и пределов пластичности видно, что она в подавляющем большинстве несколько превышает нижний предел пластичности (предел раскатывания), т. е. консистенция пород преимущественно тугопластичная или полутвердая. Иногда (главным образом в южной части территории распространения последнего оледенения) естественная влажность оказывается ниже предела раскатывания, т. е. породы обладают твердой консистенцией. Превышения естественной влажностью морены верхнего предела пластичности (предела текучести) нами не наблюдалось, не отмечено таких случаев и в ли-

тературе. Из практики мы знаем, что они редки и для морены не характерны. Они известны только при значительном переувлажнении морены на дне поверхностных водотоков, водоемов и котлованов или в основании водонасыщенных песчаных линз.

В связи со сравнительно высокой плотностью моренных отложений их сопротивление сдвигу в целом характеризуется также достаточно высокими показателями. Однако имеющиеся числовые данные не всегда бывают точными, поскольку при испытаниях на сдвиг истинные значения сильно варьируют в зависимости от содержания, размеров и расположения грубообломочных частиц в данном образце.

Как видно из табл. 2, наиболее распространенные значения угла внутреннего трения для всех литологических разностей моренных отложений — $20-35^\circ$ (коэффициент внутреннего трения — тангенс этого угла — $0,36-0,70$) и очень редко за их пределами. Величины сцепления в значительной степени зависят от гранулометрического состава (в основном содержания глинистых частиц) и колеблются в широких пределах от 0 (преимущественно у песков) до $1,9-2 \text{ кг/см}^2$ у суглинков и супесей. Однако и у этих литологических разностей величина сцепления подвержена значительным колебаниям по причинам, указанным выше, а также в связи с различиями в минеральном составе глинистых частиц.

По сжимаемости моренные отложения в соответствии с классификацией В. А. Приклонского относятся к породам слабосжимаемым и частично среднесжимаемым. В отношении определения сжимаемости мы могли смело опираться на результаты собственных исследований. Что же касается сопоставления данных предшественников, то оно было крайне затруднено большими различиями в применении (и даже понимании) разными исследователями показателей, характеризующих это свойство пород. В табл. 2 сжимаемость моренных отложений выражается показателями, наиболее распространенными в первоисточниках: 1) модуль осадки — осадка в миллиметрах слоя породы мощностью в 1 м под определенной нагрузкой (нами использованы данные при нагрузках $3-5 \text{ кг/см}^2$), обозначаемый буквой «е»; коэффициент сжимаемости (или компрессии, уплотнения, сжатия) — степень сжимаемости породы при невозможности ее бокового расширения, которая выражается отношением сжимаемости к величине нагрузки, обозначаемый буквой «а».

По последнему показателю автором построен график рассеяния (фигура), в котором сопоставляется сжимаемость моренных и озерно-ледниковых отложений. Как видно из графика, значения коэффициента сжимаемости моренных отложений концентрируются в небольшом интервале и только один единичный максимум «отскочил» до 0,058. При этом результаты наших контрольных определений концентрируются в нижней части графика, характеризуя моренные отложения всех изученных нами участков как слабосжимаемые.

На графике видно, что в противоположность моренным озерно-ледниковые отложения обладают самой различной сжимаемостью. Из них сильносжимаемые — преимущественно глины и суглинки, пески — слабосжимаемые. Для моренных же отложений разница в гранулометрическом составе не оказывает существенного влияния на сжимаемость (как видно из графика и табл. 2 коэффициенты сжимаемости моренных глин и песков выражаются числами одного порядка).

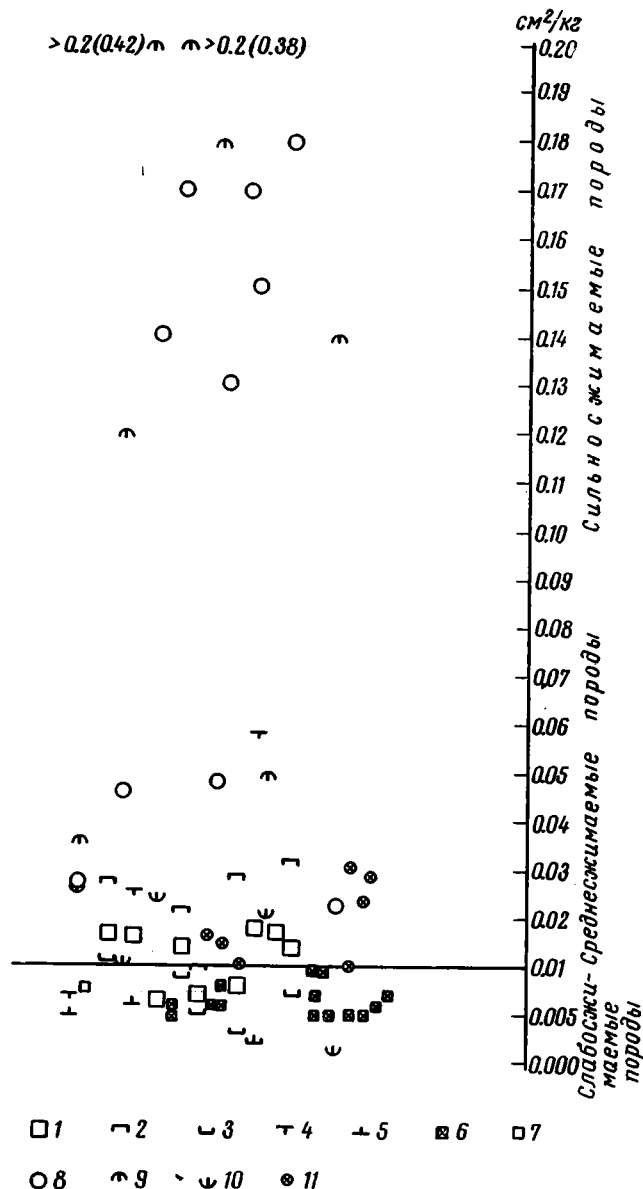
Эта резкая разница между моренными и озерно-ледниковыми отложениями в зависимости их свойств от гранулометрического состава усматривается при анализе числовых значений и ряда других свойств. Так, нижние и верхние квартильные значения коэффициента пористости озерно-ледниковых песков — 0,59 и 0,83, глин — 0,65 и 2,12 (тогда как для моренных песков и глин эти значения близки между собой).

Весьма существенна разница в абсолютном значении основных показателей. Если для моренных суглинков средние значения объемного веса

График рассеяния значений коэффициента сжимаемости («а») моренных и озерно-ледниковых отложений последнего оледенения Европейской части СССР

Для моренных отложений. По результатам массовых (десятки и сотни) определений: 1 — средние значения, 2 — верхний квартиль, 3 — нижний квартиль, 4 — максимальные значения, 5 — минимальные значения;

единичные определения; 6 — произведенные автором в различных частях распространения последнего оледенения, 7 — произведенные другими исследователями. **Для озерно-ледниковых отложений.** По результатам массовых определений: 8 — средние значения, 9 — максимальные значения, 10 — минимальные значения; 11 — единичные определения автора



скелета 1,74—2,08, то для озерно-ледниковых суглинков 1,36—1,69 г/см³; коэффициент пористости для первых — 0,30—0,51, вторых — 0,49—1,57; естественной влажности — для первых — 9,1—19,4%, для вторых — 22,0—43,7% и т. д.

Такие резкие различия в абсолютных значениях показателей и главным образом в степени их зависимости от гранулометрического состава бесспорно свидетельствуют об особенностях генезиса пород и, в частности, о роли гравитационного динамического уплотнения моренных отложений и, наоборот, о медленном осаждении озерно-ледниковых в малоэнергизованном низкотемпературном водном бассейне.

Правда, последние условия представляют собой, может быть, и противоположную крайность. Но если мы сопоставим морены с другими генетическими типами четвертичных отложений, например с аллювием, пролювием, делювием, то также увидим резкую разницу между их свой-

ствами и свойствами морены в абсолютных значениях объемного веса, пористости, сжимаемости и в их зависимости от состава пород.

О роли гравитационного уплотнения в формировании свойств моренных отложений свидетельствует также то, что меньшей плотностью и другими более низкими инженерно-геологическими показателями обладают конечноморенные отложения по сравнению с донноморенными соответствующего состава. Это наблюдалось нами при непосредственном сопоставлении свойств контрольных монолитов обоих типов отложений Белоруссии, Литвы и Новгородской области. Для Литвы это отмечает также И. Я. Шимкус. Кроме того, мы с этим столкнулись при анализе большого количества тех фондовых материалов, в которых конечноморенные образования (*glit*) рассматривались отдельно от донноморенных или основной морены (*gl*).

Изложенное выше было установлено на примере отложений последнего оледенения (осташковского или верхневалдайского). Судя по имеющимся литературным данным, соотношение свойств моренных отложений и отложений других генетических типов ледникового комплекса имеет такой же характер и для более древних оледенений. Однако, как и следовало ожидать, в результате давления последующего ледника и его отложений морены более древних оледенений обладают большей плотностью. Правда, это положение нарушается в тех случаях, когда морены выходят на поверхность, так как процессы выветривания наложили на них отпечаток значительно больший, чем на морену последнего оледенения. Это тоже удавалось наблюдать.

Все указанные выше особенности состава и физико-механических свойств моренных отложений свидетельствуют об их значительной (и единообразно направленной) обработке в теле ледника и в процессе отложения, а также об интенсивном динамическом их уплотнении в процессе накопления и после него.

ВСЕГИНГЕО
Москва

Дата поступления
12.XI.1970

УДК 549.513.51 : 551.8(470.5)

ИЗУЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ТАКАТИНСКОЙ СВИТЫ КОЛВО-ВИШЕРСКОГО КРАЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

П. Н. КОНЕВ, Б. Я. ЧАЛОВ

Работа посвящена изучению плотности обломочного кварца из такатинских песчаников среднего девона, а также отношения влаги к газу в газово-жидких включениях из кварцевых галек этой же свиты и подстилающих отложений. Источником обломочного кварца песчаников были терригенные породы верхнего протерозоя — кембрия, развитые на востоке Русской платформы и на западе Колво-Вишерского края в области накопления отложений такатинской свиты. Поступление обломков кварца в такатинские конгломераты происходило за счет размыва кварцевых жил, широко распространенных в чурочной свите кембрия. Сделан вывод о предполагаемом местоположении источников такатинских алмазов.

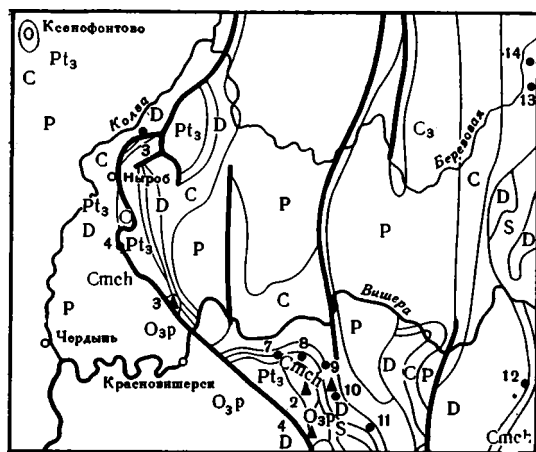
В связи с обнаружением алмазов в отложениях такатинской свиты эйфельского яруса среднего девона Колво-Вишерского края (Ишков, 1966) встал вопрос об источниках питания ее обломочным материалом. Существует две точки зрения. Н. Г. Чочиа (1955) считает, что обломочный материал такатинской свиты, сложенной кварцевыми песчаниками, алевролитами с маломощными (до 2 м) линзами кварцевых и кварц-песчаниковых конгломератов, поступал одновременно с восточной окраины Русской платформы и с водораздельного Урала. Другие (Мухина и др., 1965, Конев, Чалов, 1969) связывают формирование такатинских отложений только с размывом додевонских пород Русской платформы и юго-восточных отрогов Тимана.

Для устранения этого противоречия впервые для кварца Колво-Вишерского края были применены физические методы изучения: метод количественного исследования ассоциаций обломочного кварца путем изучения гистограмм распределения зерен по плотности (Кац, Шутов, 1963; Кац, Каждан, 1967) и определение отношения влаги к газу в газово-жидких включениях из кварцевых галек в «закрытой трубке» (Вертушков, 1966).

ПЛОТНОСТЬ КВАРЦА

Мономинеральные кварцевые песчаники такатинской свиты изучались в 10 разрезах (фиг. 1). Западные разрезы 3, 4, 7, 8, 9, 10, 11 расположены в среднем течении рек Колвы и Вишеры, восточные — 12, 13, 14 — в верховьях рек Вишеры и Березовой.

Измерение плотностей кварцевых зерен производилось в Лаборатории литологии и фациального анализа Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР в гравитационной градиентной трубке по методике, разработанной М. Я. Кацем (1962, 1966). По результатам измерений строились гистограммы распределения зерен по плотности (фиг. 2). С последних снимались средние значения плотности в каждой фракции данного образца и ее процентное содержание. Полученные ве-



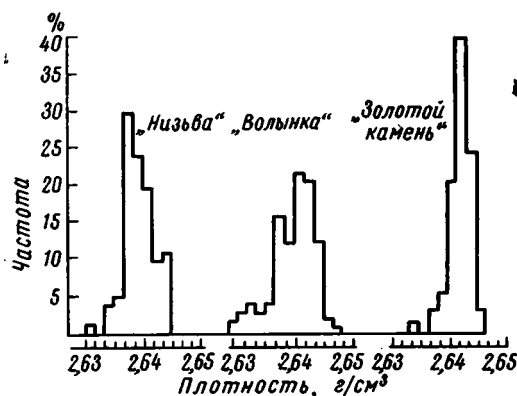
Фиг. 1

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Колво-Вишерского края (Н. Г. Чочиа, 1955)

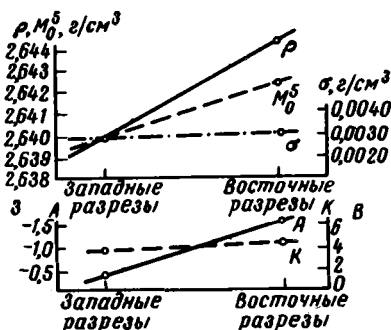
О_{3р} — полудовская свита; Cmch — чурочная свита; 1 — надвиги; 2 — разрезы и их номера такатинской свиты с изученной плотностью кварца; 3 — точки и их номера отбора проб кварцевых галек и жильного кварца

Фиг. 2. Примеры гистерограмм распределения по плотности зерен кварца (фракция 0,20—0,25 мм) из такатинских отложений

Фиг. 3. Диаграмма изменений средних статистических характеристик плотности кварца (фракция 0,20—0,25 мм) из такатинских отложений



Фиг. 2



Фиг. 3

личины использовались в качестве исходных для расчета статистических характеристик плотности (табл. 1): $\rho_{\text{ср}}$ — среднее значение плотности; M_0 — мода распределения; σ — стандартное отклонение, являющееся мерой изменчивости плотности; A — коэффициент асимметрии; K — коэффициент эксцесса.

При рассмотрении полученных данных видно, что статистические характеристики распределения кварца по плотности в отдельных разрезах изменяются, почти не подчиняясь какой-либо видимой закономерности. Однако средние значения характеристик по западным и восточным разрезам различны, что позволяет построить диаграмму их изменений. На фиг. 3 видно, что средняя плотность ($\rho_{\text{ср}}$) и мода распределения (M_0) увеличиваются в направлении с запада на восток.

Это можно объяснить уменьшением размера зерен и избирательным разрушением трещиноватого и насыщенного газово-жидкими включениями кварца низкой плотности по мере удаления от источника (Кац, Шутов, 1963; Кац, Каждан, 1967), что подтвердилось изучением гранулометрий 256 проб такатинских песчаников. В результате было выявлено уменьшение среднего размера зерен в восточном направлении, сопровождающееся улучшением их сортировки.

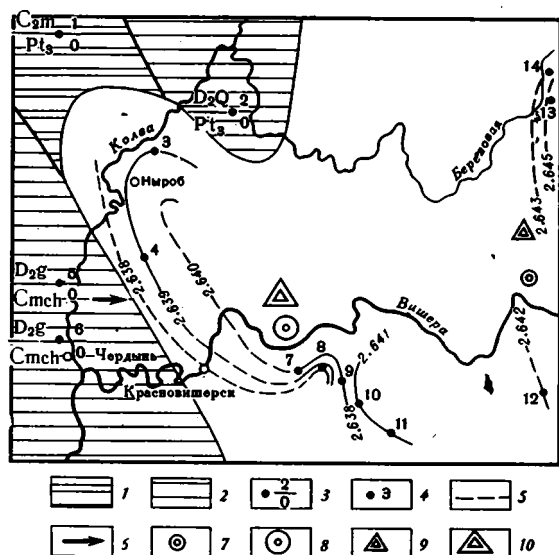
Стандартное отклонение (σ) и коэффициент эксцесса (K) практически равны и поэтому для решения поставленной задачи не показатель-

Статистические характеристики плотности кварца (фракция 0,2—0,25 мм)

Разрезы	Образец, №	ρ , г/см ³	M_0 , г/см ³	δ , г/см ³	A	K
Западные разрезы						
3—«Ухтым»	1	2,639	2,640	0,003	—1,20	5,16
4—«Низьва»	2	2,639	2,637	0,003	—0,06	3,10
7—«Чурочная»	3	2,640	2,640	0,003	—0,34	4,25
8—«Рассольная»	4	2,635	2,636	0,004	—0,57	4,10
	5	2,640	2,642	0,004	—0,47	2,70
	6	2,639	2,641	0,003	—0,18	3,17
Среднее по разрезу 8		2,638	2,639	0,004	—0,41	3,32
9—«Ефимовка»	7	2,641	2,641	0,003	—0,15	4,18
	8	2,640	2,643	0,004	—0,95	4,44
Среднее по разрезу 9		2,640	2,642	0,003	—0,55	4,31
10—«Волянка»	9	2,641	2,642	0,003	—0,79	3,55
	10	2,640	2,641	0,004	—0,85	3,44
Среднее по разрезу 10		2,640	2,641	0,003	—0,82	3,49
11—«Верховья р. Илья-Вож»	11	2,641	2,640	0,003	—1,17	7,21
	12	2,641	2,640	0,002	1,01	4,28
	13	2,640	2,642	0,002	—0,23	2,36
Среднее по разрезу 11		2,641	2,641	0,002	—0,65	4,62
Среднее по западным разрезам		2,640	2,640	0,003	—0,39	4,03
Восточные разрезы						
12—«г. Золотой Камень»	14	2,642	2,642	0,002	—1,22	5,83
	15	2,642	2,642	0,003	0,17	3,95
Среднее по разрезу 12		2,642	2,642	0,002	—0,53	4,89
13—«Восточная Рассоха»	16	2,656	2,651	0,005	—4,16	2,80
	17	2,641	2,642	0,004	—0,17	2,63
	18	2,641	2,642	0,003	—2,27	11,4
	19	2,641	2,641	0,003	0,12	3,12
Среднее по разрезу 13		2,645	2,644	0,004	—1,74	4,99
14—«Березовская Рассоха»	20	2,642	2,641	0,002	—0,22	4,11
	21	2,639	2,639	0,003	—0,41	5,51
	22	2,637	2,636	0,002	—0,15	2,77
	23	2,645	2,643	0,005	0,19	3,13
	24	2,646	2,638	0,003	—1,01	1,03
	25	2,645	2,643	0,002	0,64	3,75
Среднее по разрезу 14		2,643	2,640	0,003	—0,33	3,36
Среднее по восточным разрезам		2,644	2,642	0,003	—1,53	4,17

ны. Но из их равенства следует весьма важный вывод об одинаковой изменчивости плотности кварца в западных и восточных разрезах. По-видимому, это обусловлено поступлением кварца в такатинскую свиту из толщ, в которых сортировка кварца была уже достаточно высокой.

Коэффициент асимметрии (A) имеет минимальное (по абсолютной величине) среднее значение в западных разрезах, а максимальное в восточных, что свидетельствует о переносе обломочного материала в восточном направлении.



Фиг. 4. Карта изолиний средних плотностей кварца из такатинских песчаников с элементами палеогеографии

1 — области размыва, сложенные терригенными и карбонатными породами; 2 — области размыва, сложенные терригенными породами; 3 — разрезы, в которых отсутствуют такатинские отложения; 4 — разрезы такатинской свиты с изученной плотностью кварца; 5 — изолинии средних плотностей кварца; 6 — направление сноса обломочного материала; 7 — средние размеры зерен 0,08–0,25 мм; 8 — средние размеры зерен 0,18–0,50 мм; 9 — сортировка зерен 0,4–0,8 мм; 10 — сортировка зерен 0,6–1,2 мм

Анализ карты изолиний средних плотностей кварца (фиг. 4), на которой, как и на фиг. 3, хорошо видно увеличение плотности с запада на восток, позволяет также считать источником обломочного материала запад территории.

Таким образом, результаты проведенного исследования плотности кварца подтверждают прежний вывод авторов о том, что область размыва в такатинское время находилась на западе Колво-Вишерского края (Конев, Чалов, 1969).

ОТНОШЕНИЕ ВЛАГИ К ГАЗУ В ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В КВАРЦЕ (ВОДНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ)

Наряду с выяснением вопросов о направлении переноса обломочного кварца песчаников требовалось установить источник кварцевой гальки такатинских конгломератов, так как предварительные литологические исследования допускали перетолжение гальки при размыве кварцевых конгломератов полюдовской свиты верхнего ордовика, развитой в настоящее время севернее и восточнее г. Красновишерска (см. фиг. 1).

С этой целью на кафедре минералогии Свердловского горного института проведено определение водного показателя ($H_2O : CO_2$) в кварцевых гальках конгломератов этих свит и в кварце, отобранном из жил, развитых среди отложений чурочной свиты. Обработано по 10 проб кварца каждой разновидности.

Состав газово-жидких включений был определен с помощью «закрытой трубки», что дало возможность установить содержание парово-газовой смеси, см³, приведенной к нормальной температуре и давлению на 100 г кварца. Количество газа, в основном CO_2 и H_2O , зависит от кинетики процессов минералообразования или развития метаморфизма (Вертушков, 1966). Средние результаты анализа сведены в табл. 2.

Полученные данные показывают, что кварц из галек такатинской свиты наиболее сходен с кварцем из жил чурочной свиты. Это типичный кварц, свойственный безрудным жилам, залегающим в породах зеленокаменной фации метаморфизма. Несколько иной кварц в гальках из:

Таблица 2

Характеристика газово-жидких включений в кварце

№ точек отбора проб на фиг. 1	Пробы	Водный показатель	Температура образования*, °С
		H ₂ O : CO ₂	
1	Кварцевые жилы из чурочной свиты	6,9	340
2	Кварцевая галька из такатинской свиты	5,6	360
3,4	Кварцевая галька из полудовской свиты	2,3	450

* Температура образования кварца вычислена по показателю $560-280^{\circ} \cdot \lg H_2O/CO_2$.

полудовской свиты. Он характеризует вмещающие породы более высокой ступени метаморфизма; это отражено в его более высокой температуре образования.

Итак, состав газово-жидких включений показывает, что обломочный кварц поступал в основном из кварцевых жил чурочной свиты, имеющей широкое развитие не только в области размыва, но и в западной зоне отложения самой такатинской свиты (см. фиг. 1). С учетом всех вышеизложенных данных наличие областей размыва в зоне водораздельного Урала представляется маловероятным.

В заключение следует сказать, что изучение кварца такатинской свиты вышеуказанными методами позволило установить поступление обломочного материала с запада и то, что источники последнего в области питания располагались в породах чурочной свиты. Это обстоятельство в связи с наличием в такатинских отложениях алмазов дает основание предполагать, что источники их располагались среди терригенно-карбонатного рифейско-кембрийского комплекса пород, включающего и чурочную свиту.

ЛИТЕРАТУРА

- Вертушков Г. Н. Отношение влага : газ в газово-жидких включениях из кварца и его значение при изучении жильных месторождений.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 16.
- Ишков А. Д. Источники алмазов уральских россыпей на примере Красновишерского района (Совещ. по геологии алмазных месторождений), тез. докл., Пермь, 1966. Пермское обл. изд-во.
- Кац М. Я. Измерение плотности твердых тел с помощью градиентной трубки. — Приборы и техника эксперимента, 1962, № 1.
- Кац М. Я., Шутов В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. М., «Наука», 1966.
- Кац М. Я., Каздан В. Н. Опыт использования плотности кварца для палеогеографических реконструкций (на примере меловых отложений южной Прибалтики).— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.
- Конев П. Н., Чалов Б. Я. Условия образования и продуктивность такатинской свиты Колво-Вишерского края.— Геология и полезные ископаемые Урала (Матер. II Уральск. конф. мол. геол. и геофиз.), 1, Свердловск, 1969, Уральск. фил. АН СССР.
- Мушина В. П., Конев П. Н., Шнейдер Б. А., Шуйский В. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельском веке.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 3.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Гостоптехиздат, Л., 1955.

Камский филиал ВНИГНИ
Пермь

Дата поступления
14.XII.1970

О ЦЕОЛИТАХ ГРУППЫ ГЕЙЛАНДИТА

С. И. ШУМЕНКО

Полученные в последнее время данные приводят к выводу, что клиноптилолит не является самостоятельным минеральным видом, а представляет собой разновидность гейландита. В группе гейландита рационально выделять также Са-клиноптилолит, богатый SiO_2 щелочной гейландит, богатый SiO_2 гейландит (кальциевый). В большинстве случаев цеолиты этой группы на Русской платформе не связаны генетически с вулканическим материалом.

В осадочных отложениях многих стран в послевоенные годы были описаны цеолиты со структурой, рентгенографически идентичной гейландиту (Нау, 1966; Логвиненко, Осипова, 1969). Подчеркнем некоторые важные моменты, вытекающие из этих описаний. Прежде всего существенно изменились представления о генезисе этой группы минералов. Чувствительность цеолитов к изменению термодинамических и физико-химических параметров позволяет использовать их в качестве своеобразных индикаторов степени эпигенетического (катагенетического) изменения вмещающих пород. Широкое распространение цеолитов группы гейландита, местами составляющих до 10% породы, а иногда образующих почти минеральные прослойки и даже целые пласты (Coombs a. oth., 1959; Шамрай, 1964; Нау, 1966; Ситникова, 1968), может представлять интерес и для использования их в качестве сорбентов. Природный клиноптилолит может служить катионным ситом для цезия (Ames, 1960).

Учитывая достижения в области изучения осадочных цеолитов вообще и на Русской платформе в частности, нельзя не отметить некоторые спорные и нерешенные вопросы их минералогии и классификации.

В первое послевоенное десятилетие, когда наши исследователи были вынуждены ограничиваться лишь химическими анализами и иммерсионно-оптическими наблюдениями, почти все находки цеолитов в терригенных и карбонатных породах Русской платформы и ее обрамления диагностировались как морденит (Ренгартен, 1945; Бушинский, 1954; Шамрай, 1952; Васильев, 1954; Васильев и др., 1956). Однако рентгеновские исследования цеолитов из меловых отложений позволили установить, что они обладают структурой гейландита, хотя и отличаются от него некоторыми свойствами. Это отличие позволило отнести цеолит из мела к разновидностям гейландита (Шуменко, 1962). Позднее гейландит был определен в терригенных породах палеогена Дона и Поволжья (Шамрай, 1964).

Очень сходный с гейландитом цеолит описан в меловых отложениях юга Прибалтики (Каждан, 1966). За пределами Русской платформы в СССР гейландит найден в продуктивной толще Азербайджана (Кос-

совская, 1954), в меловых отложениях Якутии (Запорожцева, 1960; Запорожцева и др., 1961, 1963), в угленосных породах Тарбагатайского месторождения (Бурьянова, Богданов, 1967).

В последнее время среди цеолитов, встречаемых в осадочных породах, пожалуй, наиболее часто стал упоминаться клиноптилолит. В качестве самостоятельного минерального вида он был выделен В. Т. Шаллером как член морденит-птилолитовой группы, отвечающий по составу формуле $(Ca, Na_2K_2)Al_2O_3 \cdot 10SiO_2 \cdot 7H_2O$ (Schaller, 1932). Как диморфная форма птилолита (морденита) с большим углом угасания этот минерал вошел в справочную литературу (Дана, 1937; Ларсен, Берман, 1965), несмотря на то, что рентгенографические исследования минералов, по составу отвечающих клиноптилолиту, показали их тождественность с гейландитом (Bramlette, Posnjak, 1933; Hay, Bannister, 1934). Эти исследования дали основание М. Х. Гею и Ф. А. Баннистеру считать клиноптилолит гейландитом, богатым кремнеземом.

Кристаллическая структура морденита (птилолита) изучена довольно хорошо (Meier, 1961; Победимская, Белов, 1963). Можно говорить и о существенных отличиях ее от структуры гейландита, несмотря на некоторые черты сходства (Ventriglia, 1955; Merkle, Slaughter, 1967, 1968). Это можно легко установить путем простого сопоставления рентгенограмм этих минералов. Таким образом, стало очевидным несоответствие первоначальной трактовки клиноптилолита и современных данных. Существенные коррективы в авторское определение клиноптилолита как минерального вида были внесены в результате исследований Б. Мейсона и Л. Б. Санда (Mason, Sand, 1960) и особенно Ф. А. Мамптона (Mumpton, 1960). По Ф. А. Мампτονу, существенное отличие клиноптилолита от гейландита — их различное поведение при нагревании. Клиноптилолит сохраняет свою структуру до $700^\circ C$, в то время как гейландит при $230^\circ C$ переходит в «гейландит В», а при $350^\circ C$ становится рентгеноаморфным. Ф. А. Мамптон связывает эту относительную термоустойчивость клиноптилолита с более высоким содержанием кремнезема в тетраэдрах, относительно малый отрицательный заряд которых компенсируется в основном одновалентными катионами. Обобщив химические анализы около 50 образцов гейландита и 7 образцов клиноптилолита, Ф. А. Мамптон установил для гейландита пределы молекулярных отношений $SiO_2: Al_2O_3 = 5,4—6,7$, а для клиноптилолита — $8,5—10,5$. На диаграммах состава анализы этих минералов образовали обособленные поля (фиг. 1). Это и послужило основным аргументом для признания клиноптилолита в качестве самостоятельного минерального вида и отрицания его совершенного изоморфизма с гейландитом.

В противоположность Ф. А. Мампτονу Б. Мейсон и Л. Б. Санд, также выделяя клиноптилолит как самостоятельный минерал, считали наиболее существенным отличием для него преобладание щелочей над кальцием. Гейландит, как известно, — в основном кальциевый цеолит.

Следует отметить, что и Ф. А. Мамптон, и Б. Мейсан, и Л. Б. Санд непосредственно изучали клиноптилолит из отложений, генетически связанных с пирокластическими породами.

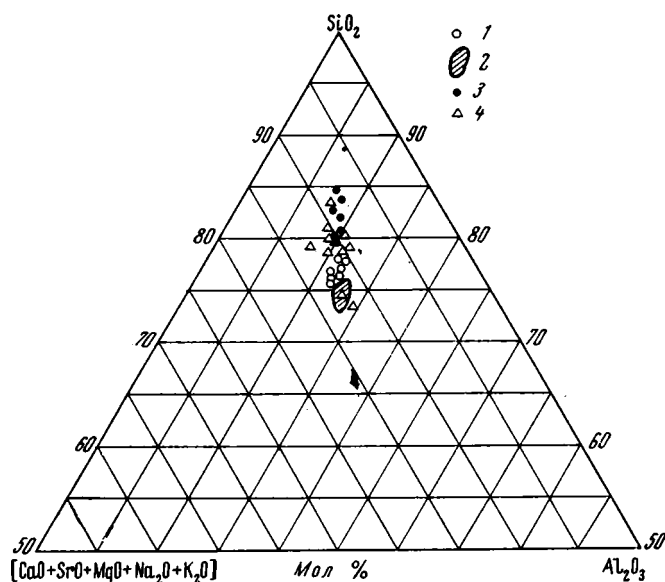
После такой «обновленной» характеристики клиноптилолита его стали находить повсюду как среди туфогенных отложений, так и в осадочных породах, лишенных вулканического материала. Некоторые исследователи за рубежом (Jijima, Utada, 1966; Alietti, 1967) считают, что клиноптилолит наиболее распространенный цеолит в осадочных породах в противоположность гейландиту. У нас этой точки зрения придерживается Г. Ю. Бутузова (1964_{1,2}), с критикой некоторых положений которой нам пришлось выступить (Шуменко, 1965).

Основанием для определения клиноптилолита обычно служат критерии Ф. А. Мамптона (чаще один из них): повышенное содержание

кремнезема и термостойкость при прочих близких к гейландиту характеристиках¹.

Теперь, когда накоплен значительный новый фактический материал, возникает вопрос: достаточно ли надежны эти диагностические критерии?

В отношении химического состава сам Ф. А. Мамптон отмечал невозможность выделения мономинеральной фракции клиноптилолита. Это



Фиг. 1. Диаграмма химического состава минералов группы гейландита

1 — гейландит по Ф. А. Мамптону; 2 — область 40 анализов гейландита по Ф. А. Мамптону; 3 — клиноптилолит по Ф. А. Мамптону; 4 — клиноптилолит и гейландиты в осадочных породах по данным, опубликованным после работы Ф. А. Мамптона или не учтенным им. (Использованы работы: Бушинский, 1954; Шуменко, 1961; Най, 1963; Бутузова, 1964; Шамрай, 1964; Ogawa, 1967; Minato, Utada, 1968; Алексиев, Киров, 1969)

замечание совершенно справедливо, если учесть близость удельных весов многих цеолитов, а также опала и кристобалита, обычно ассоциирующихся с цеолитами, сростание цеолитов с другими минералами, а также поглощение ими тяжелых жидкостей и, таким образом, изменение удельного веса в процессе разделения. К сожалению, далеко не всегда это учитывается в должной мере.

На рентгенограммах, приводимых в работе Ф. А. Мамптона, во многих случаях присутствуют линии кварца, а на дифрактограмме клиноптилолита автор отметил интенсивный кварцевый пик.

Молекулярные отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ цеолитов из осадочных пород Русской платформы обычно ниже указанных Ф. А. Мамптоном для клиноптилолита: 7,9 (Ренгартен, 1945); 8,3 (Бушинский, 1954); 7,4 (Шамрай, 1964); 7,8 и 9,2 (Бутузова, 1961); 6,86 (после сепарации 6,4) (Шуменко, 1962); 11 (Васильев и др., 1956). В последнем случае авторы

¹ Некоторые авторы привлекают также оптические данные, однако небольшие различия показателей преломления (например, $n_g=1,500$ у гейландита и $1,489$ у клиноптилолита) при малых размерах кристаллов, обычно не превышающих $0,01 \text{ мм}$, и существование разновидностей гейландита с промежуточными показателями (Heritsch, 1940) не позволяют считать этот критерий достаточно надежным.

сами отмечали примесь опала, а рентгенографические данные показывают, что в образцах Г. И. Бушинского и Г. Ю. Бутузовой присутствовал кварц. В зарубежных работах последних лет для клиноптилолитов также приводились химические анализы, указывающие на довольно низкие отношения $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3=7,9$ и $8,2$ (Най, 1963); $6,3$ (Ogawa, 1967); $6,1$ и $7,53$ (Minato, Utada, 1968). Если учесть эти данные на диаграмме состава Ф. А. Мамптона, то такой обособленности гейландитов и клиноптилолитов, как это представлялось ранее, уже не получается (см. фиг. 1).

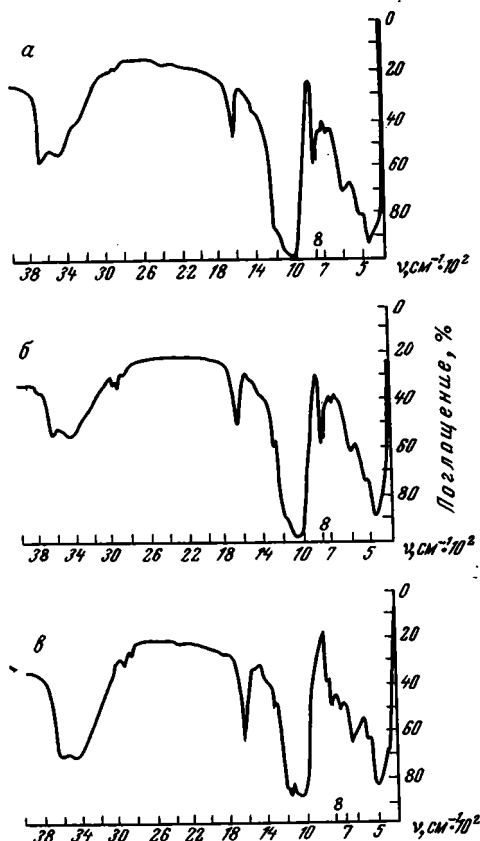
В отношении химического состава не выдерживается и критерий Б. Мейсона и Л. Б. Санда, поскольку в последние годы описаны кальциевые клиноптилолиты (Kirov, 1967; Minato, Utada, 1968). В цеолитах Русской платформы щелочи и кальций часто содержатся примерно в равных количествах и нередко кальций преобладает (Ренгартен, 1945; Бушинский, 1954; Бутузова, 1964).

Некоторое время наиболее надежным отличием гейландита от клиноптилолита казалась их различная термостойкость, что и использовалось многими исследователями, не имеющими возможности получить чистый минерал. Однако еще Ф. А. Мамптон отмечал, что кальциевый клиноптилолит может разрушаться после нагревания при 550°C в течение 24 час.

Более поздние исследования показали, что образование новой фазы при динамическом нагревании гидротермального гейландита наблюдается при 500°C , а аморфизация — при температуре около 600°C , в осадочных же цеолитах из меловых отложений начало аморфизации наблюдалось в довольно широком диапазоне температур — $650-900^\circ\text{C}$ (Логвиненко и др., 1962). Цеолиты с термической устойчивостью, промежуточной между гейландитом и клиноптилолитом, описаны и за рубежом (Shepard, 1961; Най, 1963; Minato, Utada, 1968).

Заслуживает внимания тот факт, что даже кальциевые клиноптилолиты ведут себя при нагревании различно. Так, гидротермальный кальциевый клиноптилолит из Родоп сохранил свою структуру и способность к регидратации после нагревания до 700°C (Kirov, 1967), в то время как кальциевый клиноптилолит из Японии (из туфогенных пород?) разрушился после 4-часового нагрева до 400°C (Minato, Utada, 1968). Недавно показано (Shepard, Starkey, 1964), что насыщение

гейландита калием (обработка KCl в автоклаве в течение 16 час) привело к сохранению его структуры при нагревании до 800°C , а подобное же насыщение клиноптилолита кальцием значительно снизило его тер-



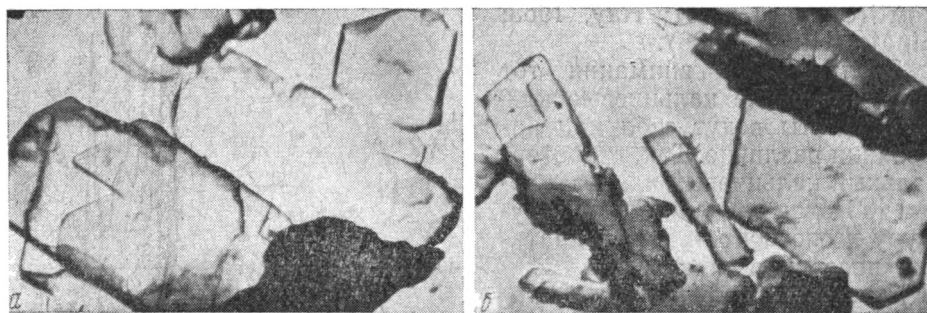
Фиг. 2. Инфракрасные спектры поглощения цеолитов группы гейландита. а — шестоватые кристаллы из мела Харьковской области; б — таблитчатые кристаллы, там же; в — эталонный гейландит из Исландии

моустойчивость. По-видимому, не специфична для гейландита и высокотемпературная его модификация — так называемый гейландит В, поскольку в бариевой разновидности гейландита она не наблюдалась (Ogawa, 1967). Исследование сорбции и ионного обмена в осадочных цеолитах показало аналогичное расположение сети каналов в структурах клиноптилолита и гейландита (Peterson a. oth., 1965). Очень сходны и инфракрасные спектры поглощения этих минералов (фиг. 2).

Таким образом, в свете имеющихся в настоящее время данных четкой границы между клиноптилолитом и гейландитом нельзя провести ни по структурам минералов, ни по химическому составу, ни по термическим свойствам. Это приводит к выводу о существовании в более широком диапазоне, чем это казалось Ф. А. Мампτονу, Б. Мейсону и Л. Б. Санду, изоморфизма типа $K, Na + Si \rightleftharpoons Ca + Al$, а также вероятного изоморфизма типа $Ca \rightleftharpoons 2(Na, K)$. Представляется возможным, что первый тип изоморфных замещений при реакции, идущей слева направо, сопровождается понижением термоустойчивости, тогда как при втором типе замещений в том же направлении не происходит существенного изменения термических свойств, как это наблюдалось у клиноптилолита, исследованного Г. Кировым (Kirov, 1967).

Из приведенных данных вытекает, что клиноптилолит в трактовке Ф. А. Мамптона, принятой сейчас многими исследователями, можно считать разновидностью гейландита, а не самостоятельным минеральным видом. Наряду с клиноптилолитом в кристаллохимической группе гейландита рационально выделять и такие разновидности: Са-клиноптилолит (Kirov, 1967); богатый SiO_2 щелочной гейландит; богатый SiO_2 гейландит (кальциевый). Последние две разновидности по молекулярным отношениям $SiO_2:Al_2O_3$ и термоустойчивости занимают промежуточное положение между гидротермальным гейландитом и клиноптилолитом по Ф. А. Мампτονу.

Есть основания полагать, что в одном месторождении и даже образце эти разновидности могут присутствовать совместно, о чем свидетельствуют различия в габитусе кристаллов и различная степень их коррозированнойности, что особенно хорошо видно при электронно-микроскопических исследованиях (фиг. 3). В этой связи заслуживают внимания выводы, вытекающие из опытов по искусственному синтезу цеолитов (Сендеров, 1965), согласно которым богатые кремнеземом цеолиты образуются лишь при участии метастабильных форм кремнезема, равнове-



Фиг. 3. Разновидности гейландита из меловых отложений УССР
Образцы (а и б), электронно-микроскопические углеродные реплики, $\times 8000$

сия их кристаллизации метастабильны в природных условиях, а повышение щелочности приводит к кристаллизации фаз, менее богатых кремнеземом.

Помимо указанных разновидностей гейландита в осадочных породах могут присутствовать и другие цеолиты, ассоциации которых неоднократно

но описывались в литературе. Поэтому представляется неоправданным столь широкое и часто малообоснованное употребление термина «клиноптилолит», как это наблюдается в настоящее время.

Многочисленные находки цеолитов и особенно клиноптилолита в пирокластических породах и продуктах их изменения способствовали в последние годы за рубежом возникновению тенденции связывать генезис цеолитов группы гейландита в осадочных породах вообще с вулканогенным материалом (Deer a. oth., 1963; Hay, 1966; Логвиненко, Осипова, 1969; Алексиев и Киров, 1969). Более того, предпринимаются попытки использовать клиноптилолит как индикатор участия вулканогенных продуктов в океанических осадках (Hathaway, Sachs, 1965), причем полагают, что иным путем этот цеолит образоваться не может. К сожалению, эта субъективная концепция некритически была воспринята некоторыми нашими специалистами. На всесоюзном семинаре по литолого-фациальному анализу осадочных водоносных формаций (Ленинград, 1971) некоторые докладчики использовали ее как аксиому, считая, что сам факт присутствия цеолитов в марганценосных отложениях Никопольского месторождения является важным аргументом в пользу трактовки его эффузивно-осадочного или гидротермального генезиса. В изученных нами меловых отложениях Русской платформы не наблюдалось каких-либо признаков генетической связи цеолитов с вулканогенным материалом. В прослойках монтмориллонита «бентонитового» типа, которые с большой долей вероятности могут быть продуктами разложения вулканического пепла, цеолиты как раз либо отсутствуют совсем, либо встречаются реже, чем во вмещающем мелу. Это характерно и для крымского кила. В отложениях кампана и маастрихта Русской платформы цеолиты этой группы обнаружены почти повсеместно, несмотря на то, что проявлений активного вулканизма в это время ни на Русской платформе, ни в Крымско-Кавказской геосинклинали, в противоположность турону и коньяку, не фиксируется. Нет никаких оснований говорить о связи цеолитов с вулканической деятельностью и в терригенных породах мела и палеогена Русской платформы (Васильев, 1954; Бушинский, 1954; Шамрай, 1952, 1964; Бутузова, 1964₂).

Образование цеолитов в осадочных породах, лишенных пирокластического материала (каковыми в подавляющей массе являются меловые и палеогеновые отложения Русской платформы), естественно трактовать как результат выпадения из поровых растворов главным образом в диагенетическую и, не исключено, постдиагенетическую стадию в присутствии метастабильных форм SiO_2 (опал, кристобалит), весьма характерных для этих пород. Кремнезем мог, кроме того, мобилизоваться из растворов. Как показывают анализы, щелочи и щелочные земли всегда присутствуют в поровых растворах этих пород.

Менее ясен источник глинозема, однако распространение в меловых и палеогеновых отложениях глауконита свидетельствует о том, что глинозем также содержится в поровых растворах. Кроме того, возможно его дополнительное поступление при трансформации гидрослюда в монтмориллонит — минерал, широко распространенный в мезозое — кайнозое на Русской платформе и за ее пределами.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексиев Б., Киров Г. Клиноптилолит в олигоценых марганцеворудных отложениях из северо-востока Болгарии. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
Бурьянова Е. З., Богданов В. В. Закономерности распределения аутигенных цеолитов — ломонтита и гейландита — в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.
Бутузова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР. — Литол. и полезн. ископ., 1961, № 4.

- Бутузова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Некоторые вопросы генезиса.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР, М., 1964, в. 156.
- Васильев В. С. Морденит в мезокайнозойских отложениях Нижнего Поволжья и Западного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1954, т. 95, № 1.
- Васильев В. С., Колбин М. Ф., Краснова В. Н. Цеолиты в мезокайнозойских отложениях Пензенской области.— Докл. АН СССР, 1956, т. 111, № 2.
- Дана Э. С. Описательная минералогия. ОНТИ, М.— Л., 1937.
- Запорожцева А. С. О распространении и условиях образования цеолитов в осадочных горных породах (на примере Ленского угленосного бассейна и других районов).— Тр. НИИГА, Л., 1960, т. 114.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Дубарь Г. П. О последовательном замещении кальциевых цеолитов.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 2.
- Каждан В. Е. Цеолит в меловых отложениях южной Прибалтики.— Тр. Ин-та геологии, в. 3. Вильнюс, 1966.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глини продуктивной толщи Азербайджана.— Тр. ИГН АН СССР, М., 1954, в. 153.
- Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., «Недра», 1965.
- Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Шуменко С. И. Исследование некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов.— Минералог. сборн. № 16. Львовский университет, 1962.
- Логвиненко Н. В., Осипова З. В. Цеолиты в осадочных породах. (Обзор по книге Р. Хей).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Победимская Е. А., Белов Н. В. О кристаллической структуре морденита (птилолита).— Кристаллография, 1963, т. 8, № 6.
- Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых морских отложениях восточного склона Урала.— Докл. АН СССР, 1945, т. 48, № 8.
- Сендеров Э. Э. Особенности условий образования цеолитов.— В сб.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965.
- Ситникова З. И. Аутигенные цеолиты из меловых отложений Южного Зауралья.— Минералог. сб. Института геол. и геохимии Уральского фил. АН СССР, № 8, 1968.
- Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе северо-восточный Донбасс, нижний Дон, ниже Поволжье.— Уч. зап. Ростовск. ун-та, 1952, т. 18, спец. вып.
- Шамрай И. А. Палеоген восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Изд. Ростовск. ун-та, 1964.
- Шуменко С. И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины.— Докл. АН СССР, 1962; т. 144, № 6.
- Шуменко С. И. О состоянии изучения цеолитов мезокайнозойской Русской платформы (по поводу статьи Г. Ю. Бутузовой).— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Alietti A. Heulandite e clinoptilolite.— Mineral. et petrogr. acta, 1967, v. 13.
- Ames L. L. The cation sieve properties of clinoptilolite.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 45, No. 5—6.
- Bramlette M. N., Posnjak E. Zeolitic alteration of pyroclastics.— Amer. Mineralogist, 1933, v. 18, No. 1.
- Coombs D. S., Ellis A. D., Fyfe S. W., Taylor A. M. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, v. 17.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals, v. 4. London, 1963.
- Hathaway J. C., Sachs P. L. Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, No. 7—8.
- Hay M. H., Bannister F. A. Studies on the zeolites. Part VII. «Clinoptilolite» a silica-rich variety of heulandite. Mineralog. Mag. 23, 1934.
- Hay R. L. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon.— Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1969, v. 42, No. 5.
- Hay R. L. Zeolites and zeolitic Reaction in Sedimentary Rocks.— Geol. Soc. America, Spec., paper 85, New York, 1966.
- Heritsch H. Mineralen aus einem Andesit der Ostanläufer der Sudalpen. Zentralbl. Min. Abt. A, 1940, No. 1—2.
- Jijima A., Utda M. Zeolites in sedimentary rocks, with reference to the depositional environments and zonal distribution. Sedimentology, v. 7, No. 4, 1966.
- Kirov G. W. Calcium-rich clinoptilolite from the Eastern Rhodopes. Sofia, Bulgaria, 1967.
- Mason B., Sand L. B. Clinoptilolite from Patagonia; the relationship between clinoptilolite and heulandite.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3—4, 34.
- Meier W. M. The crystal structure of mordenite.— Zeit. Krist., 115, 1961.

- Merkle A. B., Salughter M. The crystal structure of Heulandite.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 52, No. 1—2.
- Merkle A. B., Slaughter M. Determination and Refinement of the structure of Heulandite.—Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, No. 7—8.
- Minato H., Utda M. Chemical composition and thermal behaviour of heulandite and clinoptilolite.—J. Japan assoc. Miner Petrol. and Econ. Geologist, 1968, v. 60, No. 6.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined.—Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3—4.
- Ogawa T. On the varieties of heulandite.—J. Sci. Hiroshima Univ. 1967, C. 5, No. 3.
- Peterson D. L., Helfferich F., Blytas G. C. Sorption and ion exchange in sedimentary Zeolites. J. Phys. and chem. Solids, 1965, v. 26, No. 5.
- Schaller W. T. The mordenite-ptilolite group; Clinoptilolite a new species.—Amer. Mineralogist, 1932, v. 16, No. 4.
- Shepard A. O. A heulandite-like Mineral associated with clinoptilolite in tuffs of Oak Spring formation, Nevada Test Site, Nye Country, Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 426, 1961.
- Shepard A. O., Starkey H. C. Effect of cation exchange on the thermal behaviour of heulandite and clinoptilolite. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 475D, 1964.
- Ventriglia U. La struttura della heulandite. Periodico Min., Roma, v. 24, № 25, 1955.

Харьковский госуниверситет

Дата поступления
20.V.1970

О ВКЛЮЧЕНИЯХ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ В ОБЛОМОЧНОМ КВАРЦЕ

И. М. СИМАНОВИЧ, Г. В. ИВЕНСЕН

На основании статистического изучения кварца пород эталонной коллекции (гранитов, метаморфических пород, жильного кварца) сделаны выводы о генетическом значении минеральных включений для выяснения первичной природы обломочного кварца. В частности, установлено, что графит, гранат, силлиманит, дистен и сфен встречаются лишь в кварце метаморфогенного генезиса, а игольчатый рутил наиболее характерен для кварца гранитоидов. Проведенное сравнительное изучение частот встречаемости минеральных включений в кварце различного происхождения позволяет интерпретировать генезис обломочного кварца песчаных пород, что проиллюстрировано примерами. Проведено статистическое изучение различных признаков включений минералообразующей среды: размеров, форм, фазового состава и насыщенности ими зерен. На основании анализа полученных данных показано изменение частот встречаемости различных признаков включений минералообразующей среды по ряду: метаморфические породы — граниты «древние» — граниты «молодые» — жильный кварц, а также установлены некоторые другие закономерности, на основании которых можно проводить качественную интерпретацию состава обломочного кварца в песчаных породах, что проиллюстрировано примерами. Изучение генезиса обломочного кварца по минеральным включениям и включениям минералообразующей среды может дать важные дополнительные сведения для восстановления источников сноса и корреляции немых толщ.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Включения минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце как источник информации о происхождении его за счет тех или иных кристаллических пород издавна привлекали внимание исследователей.

Изучением включений в кварце занимались В. Мэкки (Maskie, 1896), Л. Кайе (Cayeux, 1929), П. Д. Крынин (Krynine, 1940), В. Д. Келлер и Р. Ф. Литтлфилд (Keller, Littlefield, 1950).

Успехи в исследованиях минеральных включений наиболее полно отражает классификация В. Д. Келлера и Р. Ф. Литтлфилда, являющаяся развитием положений, высказанных В. Мэкки в 1896 г.

В. Д. Келлер и Р. Ф. Литтлфилд различают следующие типы включений в обломочном кварце.

1. Правильные: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, апатит, циркон, роговая обманка, эпидот, пирит, рибекит, эгирин, топаз, монацит, рутил, гранат и гематит. Наиболее характерны для кварца гнейсов и метаморфических сланцев.

2. Апикулярные: в метаморфическом кварце — силлиманит и кианит; в изверженном — рутил, гораздо реже турмалин, иногда иголки рибекита. Наиболее характерны для интрузивного кварца.

3. Глобулярные (газово-жидкие) характерны для кварца интрузивных магматических пород.

4. Неправильные: рудная пыль и скопления слюдистых минералов. Встречаются чаще всего в кварце изверженных пород.

Включения минералообразующей среды в обломочном кварце обычно исследовались совместно с минеральными включениями. В. Мэки (Maskie, 1896), а затем В. Д. Келлер и Р. Ф. Литтлфилд предположили, что глобулярные (газово-жидкие, жидкие и газовые) включения свидетельствуют об интрузивном генезисе обломочного кварца. Л. Кайе (Cayeux, 1929) считал, что газообразные и жидкие включения редко встречаются в кварце метаморфических пород и характерны для кварца изверженных пород. Мутный кварц (с включениями минералообразующей среды) в качестве одного из типов фигурирует в классификации обломочного кварца Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева (1951).

Вышеперечисленные исследователи использовали для определения генезиса обломочного кварца лишь факт присутствия или отсутствия газово-жидких включений. Между тем значительные успехи, достигнутые в исследовании включений минералообразующих растворов (Ермаков, 1950), сделали возможным более углубленный подход к изучению генезиса обломочного кварца.

По Н. П. Ермакову (1950), наибольшее значение для выяснения генезиса минералов имеют формы, размеры и фазовый состав включений. Установление фазового состава первичных включений позволяет судить о генезисе минерала. Так, присутствие затвердевших включений свидетельствует о магматогенном происхождении минералов. Газовые включения характерны для пневматолитового, а существенно газовые газово-жидкие — для пневматогидратогенного минералообразования. Реликты кристаллизационной среды минералов, образовавшихся в гидротермальных условиях, характеризуются жидким и газово-жидким фазовым составом. Однако генетическая интерпретация по фазовому составу сильно затруднена частым присутствием вторичных включений, обычно формирующихся при залечивании трещин механического происхождения.

Форма включений минералообразующей среды также зависит от условий их образования. А. В. Лоскутов (1959) показал, что совершенство формы включений зависит от температурных условий, в которых происходило залечивание трещин: чем выше температура, тем больше форма включений приближается к равновесному отрицательному многограннику.

Размер включений минералообразующей среды и насыщенность ими кварца также связаны с различными условиями его образования. Известно, например, что кварц жильного происхождения нередко содержит крупные, иногда даже гигантские включения при весьма значительной насыщенности ими.

Генетическая интерпретация включений минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце сильно затруднена неодинаковой изученностью кварца различных типов горных пород. Включениям в жильном кварце и кварце пегматитов посвящено большое количество работ. В то же время о включениях минералов и минералообразующей среды в кварце изверженных и метаморфических пород известно очень мало, а именно эти породы, несомненно, являются основными поставщиками обломочного кварца.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления объективной картины встречаемости различных типов включений мы изучали кварц эталонных пород с применением методов математической статистики.

Изученная эталонная коллекция состоит из следующих образцов.

1. Валуны гранитов и метаморфических пород из Подмосковной морены (пос. Рублево) — образцы 1—56, 72—119. Очевидно, что эти образцы отражают петрографический состав кристаллических пород Скандинавского щита.

2. Граниты и метаморфические породы архейского возраста Алданского щита (преимущественно бассейны рек Гонам и Сутам) — образцы 234—295.

3. Граниты постпротерозойского возраста («молодые» граниты) (Тянь-Шань — образцы 143, 121; Приколымье — образцы 134, 136; Памир — образцы 145—147; Центральный Казахстан — образцы 158, 167).

4. Жильный кварц гидротермального генезиса (пос. Садон, Кавказ — образец 149; Центральный Казахстан — образцы 152, 155; Приполярный Урал — образец 154; Карелия — образцы К-23, К-45, 610).

Кроме того, был исследован кварц липаритов Курильских островов, протерозойских кварцевых порфиров Алданского щита, пегматитов Вольны и Карелии.

Методика изучения включений в кварце эталонных образцов сводится к следующему.

Образцы кристаллических пород дробили (рыхлые, сильно выветренные валуны из подмосковной морены растирали). Затем ситованием и флотацией выделяли кварц фракции 0,2—0,25 мм. Размерная узость фракции обусловлена требованием сопоставимости информации, получаемой при изучении включений в зернах кварца. Выделенные кварцевые зерна цементировали фосфат-цементом и из этих препаратов изготавливали шлифы. Таким образом, в каждом отдельном случае мы имели возможность изучить модели кварцевых песков, единственным «источником сноса» для которых служил тот или иной образец эталонной коллекции.

В каждом шлифе изучали 50—100 зерен кварца, причем фиксировали присутствие или отсутствие минеральных включений. В кварце эталонных пород нами обнаружены и достаточно уверенно диагностированы полевой шпат, биотит, мусковит, роговая обманка, апатит, циркон, рутил, сфен, турмалин, силлиманит, дистен, эпидот, гранат, графит, рудные минералы и кальцит. Диагностика минеральных включений, в связи с их очень малыми размерами, иногда сопряжена со значительными трудностями. Вследствие этого сомнительные определения не учитывали.

В этих же разрезах фиксировали присутствие или отсутствие различных признаков включений минералообразующей среды. Рассмотрены следующие признаки включения.

1. Размер — мелкие и крупные. Крупными мы считаем те включения, в которых уверенно распознаются форма и фазовый состав при объективе $\times 40$.

2. Форма — огранные, полугогранные, неправильные и уплощенные.

3. Фазовый состав — жидкие, газовой-жидкие, газовые, многофазные и затвердевшие.

4. Насыщенность зерен включениями определяется визуально по следующим относительным градациям:

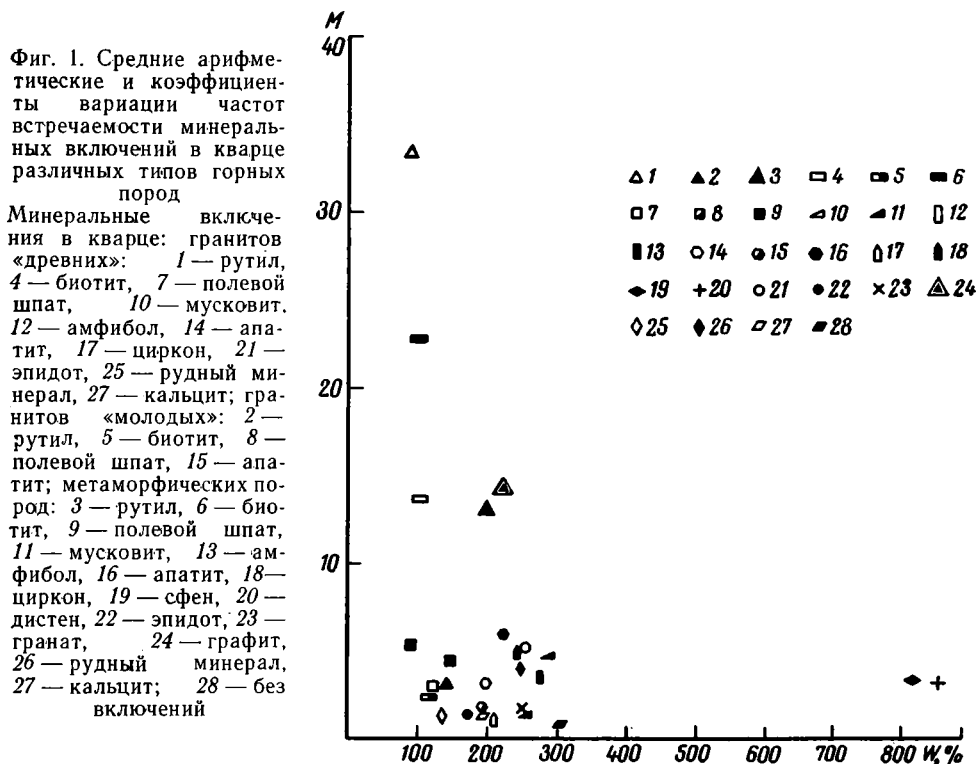
а) низкая насыщенность — единичные крупные включения, единичные цепочки мелких включений;

б) средняя насыщенность — несколько крупных, несколько цепочек (лент) мелких включений;

в) высокая насыщенность — скопления крупных, большое количество цепочек (лент) мелких включений;

г) очень высокая насыщенность — зерно переполнено включениями минералообразующей среды.

Результаты подсчетов частоты встречаемости минеральных включений (в процентах от общего количества сосчитанных зерен) в кварце разного генезиса приводятся по типам пород (табл. 1)¹, причем кварц кислых эффузивов, пегматитов и жильный исключены из рассмотрения, поскольку выделенные из этих пород его зерна практически не содержат включений. По приводимым частотам встречаемости включений для



каждого типа пород подсчитаны среднее арифметическое (M) и коэффициент вариации (W). Очевидно, что средняя арифметическая частота встречаемости включений в кварце данного типа пород отражает их важность, значимость для диагностики генетического типа кварца, а коэффициент вариации соответствует устойчивости встречаемости минеральных включений в кварце данного типа пород («устойчивость» обратно пропорциональна коэффициенту вариации). Для минеральных включений в кварце трех исследованных типов пород построен график, на котором положение фигуративной точки каждого типа включения определяется значениями M и W (фиг. 1).

Анализ таблицы и графика приводит к следующим выводам.

1. Большинство включений характеризуется малой устойчивостью встречаемости (100—300%).

2. На графике четко выделяются три поля.

а) Поле с относительно высокими значениями M при сравнительно повышенной устойчивости встречаемости — рутил игольчатый и биотит в кварце метаморфических пород и древних гранитов, а также графит

¹ В зерне кварца часто присутствуют два и даже несколько типов минеральных включений, поэтому в каждой горизонтальной строке таблицы сумма не приводится к 100% (обычно больше).

Частоты встречаемости минеральных включений в кварце различных типов горных пород, %

№ образ-ца	Полевой шпат	Биотит	Мусковит	Амфибол	Апатит	Циркон	Рутил	Сфен	Турмалин	Слюда-нит	Дистен	Эпидот	Гранат	Графит	Рудный	Кальцит	Без включений
Метаморфические породы																	
1	2	5	0	0	22	3	32	3	0	0	0	0	1	0	1	0	38
6	14	18	0	0	2	16	0	0	0	0	8	0	0	0	52	2	34
9	6	0	6	0	2	8	0	2	0	0	6	0	0	0	10	0	66
17	6	0	72	0	2	56	10	2	12	0	0	0	0	0	0	0	6
23	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	36	4	0	0	12	0	48
27	12	28	0	40	2	16	0	0	0	0	0	6	0	100	0	0	0
28	6	10	0	0	0	0	0	2	0	0	0	8	0	100	0	0	0
43	0	44	2	0	0	0	0	0	0	0	22	8	12	0	4	0	38
72	9	40	29	0	1	0	2	23	0	0	0	0	0	74	0	0	2
73	12	0	0	24	34	0	0	30	0	0	0	0	10	0	0	0	28
82	0	82	0	0	0	4	0	0	0	0	24	4	0	98	0	0	0
88	14	70	0	0	8	26	10	12	2	0	0	6	0	0	6	0	12
89	7	26	17	0	0	1	0	24	0	33	0	0	0	0	22	0	16
91	2	41	0	1	65	5	1	6	0	0	0	0	6	0	1	0	8
93	8	34	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	46
96	8	34	0	34	24	0	0	0	0	0	0	0	12	0	14	0	26
107	16	18	0	2	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	62
109	4	18	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	66	0	0	30
111	2	24	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	72
114	8	22	0	0	0	0	100	0	0	0	0	6	2	8	0	0	0
116	12	54	0	0	0	0	52	0	0	0	0	4	0	0	0	0	20
249	4	8	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	72
257	0	64	4	0	0	0	72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24
260	4	36	0	0	0	0	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44
262	0	16	4	0	0	0	64	0	0	0	0	0	0	0	4	0	28
279	4	0	0	0	0	0	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30
281	0	4	12	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	80
287	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	12	80
288	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	96
293	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
294	4	4	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	84
M	5,4	23	5	3,6	6	4,5	13	3,3	—	—	3,1	1,5	1,4	14,4	4,1	0,8	38,4
W	89	98	285	275	225	247	192	815	—	—	851	173	250	226	246	300	75
Гранитоиды «древние»																	
3	1	1	1	0	2	1	2	0	0	0	0	0	0	0	3	0	93
5	8	8	2	4	4	4	10	0	0	0	0	0	0	0	1	0	58
13	0	2	0	0	4	0	42	0	0	0	0	0	0	0	0	0	56
60	4	10	0	0	8	0	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32
61	4	6	0	0	0	0	48	0	0	0	0	0	0	0	2	0	66
62	6	4	2	0	0	8	54	0	0	0	0	0	0	0	6	0	32
76	6	2	0	2	6	0	16	0	0	0	0	0	0	0	2	0	66
80	0	18	0	14	0	0	76	0	0	0	0	22	0	0	1	0	13
92	0	40	0	0	8	2	6	0	0	0	0	24	0	0	0	2	34
94	10	34	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	42
95	0	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	54	0	0	0	8	20
101	4	2	0	4	2	2	76	0	0	0	0	0	0	0	1	0	18
108	4	14	0	0	0	0	2	0	0	0	0	34	0	0	0	0	56
112	0	18	16	0	0	0	14	0	0	0	0	2	0	0	1	8	60
123	0	0	16	0	0	0	22	0	0	0	0	0	0	0	0	4	64
124	4	0	0	0	2	0	28	0	0	0	0	0	0	0	2	4	64
234	0	6	0	0	0	0	26	0	0	0	0	0	0	0	0	0	68
235	0	16	0	0	30	0	20	0	0	0	0	0	0	0	4	1	42
236	4	44	0	0	0	0	76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12
237	12	32	0	0	8	0	84	0	0	0	0	0	0	0	4	0	8
238	2	34	0	0	8	8	42	0	0	0	0	0	0	0	2	0	32

Таблица 1 (продолжение)

№ образ- ца	Полевой шпат	Биотит	Мусковит	Амфибол	Апатит	Циркон	Рутил	Сфен	Турмалин	Силлима- нит	Дистен	Эпидот	Гранат	Графит	Рудный	Кальцит	Без вклю- чений
270	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	92
272	0	0	4	0	0	0	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	72
273	0	16	4	0	0	4	64	0	0	0	0	0	0	0	4	4	29
274	0	28	0	0	4	0	96	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
276	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
<i>M</i>	2,8	13	1,7	0,9	3,2	1,1	33,3	0	0	0	0	5,2	0	0	1,3	1,3	45
<i>W</i>	118	102	254	289	194	209	89	—	—	—	—	252	—	—	131	185	54
Гранитоиды «молодые»																	
121	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	98
134	22	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	74
136	6	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	94
143	10	6	0	0	8	6	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	74
145	0	0	28	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	68
146	0	0	0	0	8	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90
147	0	2	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	94
158	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	96
167	2	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	96
<i>M</i>	4,4	2,4	—	0	1,8	—	3,1	0	0	0	0	0	0	0	—	0	87
<i>W</i>	143	112	—	—	183	—	129	—	—	—	—	—	—	—	—	—	127

в кварце метаморфических пород. Можно ожидать наиболее высокую встречаемость этих минералов в обломочных зернах кварца.

б) Плотное поле с низкими значениями *M* (1—8) и высокими значениями *W* (100—300). В этом поле точки полевых шпатов, циркона, апатита, мусковита, роговой обманки, эпидота, граната, кальцита и рудного минерала.

в) Поле с низкими значениями *M* и очень высокими значениями *W* — «экзотические» минеральные включения (сфен и дистен). Силлиманит, а также мусковит, рудный минерал и эпидот «молодых» гранитов могут быть отнесены к этому «полю», хотя *M* и *W* для них не рассчитаны вследствие их встречаемости в единичных образцах. Минералы этого «поля», по-видимому, должны встречаться в обломочном кварце очень редко.

3. Только в кварце метаморфических пород встречаются графит, гранат, силлиманит, дистен и сфен.

4. Игольчатый рутил — очень характерный минерал для «древних» гранитов. Изучение ряда эталонных образцов метаморфических пород, кварц которых содержит рутил, показало, что они в той или иной степени гранитизированы. Таким образом, рутил — диагностический минерал для кварца «древних» гранитов и гранитизированных метаморфических пород.

5. Средняя частота встречаемости биотита повышена для кварца метаморфических пород и кварца «древних» гранитов. Однако в первых среднее арифметическое включение биотита заметно выше, и высокая частота встречаемости включений биотита, вероятно, должна свидетельствовать в пользу его преимущественно метаморфогенного генезиса.

6. Присутствие включений апатита, циркона, мусковита, роговой обманки, эпидота и рудного минерала не позволяет однозначно определять тип обломочного кварца. Однако их суммарная частота встречаемости, очевидно, должна соответствовать суммарной частоте встречаемости кварца гранитоидного и метаморфогенного генезиса. Это дает

возможность отделять кварц данных генетических типов от кварца иного генезиса.

7. Наибольшее разнообразие и сравнительно высокая частота встречаемости включений характерны для кварца метаморфических пород. В кварце «древних» гранитов отмечаются высокие частоты встречаемости включений рутила, но содержание других минеральных включений несколько ниже. На третьем месте по частоте присутствия включений в кварце «молодые» (постпротерозойские) граниты.

По поводу рассмотрения значения встречаемости включений в кварце различного генезиса необходимо сделать следующие пояснения.

1. Как было отмечено, статистическое изучение включений в кварце кислых эффузивов, пегматитов и гидротермальном не было проведено, поскольку кварц имеющихся в нашем распоряжении образцов практически лишен включений. Между тем в литературе приводится большой список минеральных включений, встречающихся в кварце пегматитов и жильном. Вероятно, это противоречие связано с относительно малой насыщенностью такого кварца включениями, значительно более крупными, чем в кварце гранитоидов и метаморфических пород. Естественно, что вероятность встречаемости таких включений в изучаемой нами фракции (0,2—0,25 мм) кварца крайне мала. Тем не менее в песчаной породе возможно присутствие «гидротермальных» обломочных зерен кварца с минеральными включениями. В кварце же эффузивного генезиса минеральные включения встречаются очень редко.

2. При диагенезе, эпигенезе и начальном метаморфизме терригенных пород состав включений в обломочных зернах кварца не изменяется. Таким образом, при многократном переомыве осадочных толщ минеральные включения в кварце содержат лишь информацию о первичном его происхождении за счет размыва тех или иных кварц-содержащих кристаллических пород. При более глубоком постседиментационном преобразовании терригенных пород происходит метаморфизм обломочного кварца, сопровождающийся полным (или почти полным) уничтожением первичных минеральных включений и возникновением парагенезиса включений, соответствующего условиям метаморфизма и химизму породы (Симанович, 1969). Это явление продемонстрировано ниже на примере кварца сегозерских кварцито-песчаников (Карелия).

Возможность генетической интерпретации обломочного кварца по типам и частотам встречаемости минеральных включений проиллюстрирована на примере изучения следующих образцов песчаных пород: П-1 — стекольный песок, верхняя юра, Волкуша (Подмосковье); П-2, П-3 — олигомиктовые пески, четвертичная морена, Лихвин (р. Днепр); 109 — кварцитовидный песчаник давангской свиты, нижний протерозой, Давангро-Хугдинский грабен (Алданский щит); 163 — кварцитовидный песчаник конкулинской свиты, средний протерозой, Давангро-Хугдинский грабен (Алданский щит); 135 — кварцитовый песчаник ногняжеской свиты, нижний протерозой, Давангро-Хугдинский грабен (Алданский щит); 132 — то же, фракция 0,5—1 мм; 14/144 — аркозовый песчаник, верхний мел, Алданский щит; 102 — сегозерский кварцито-песчаник, нижний протерозой, Карелия.

Подсчет частот встречаемости минеральных включений в зернах обломочного кварца был проведен по той же методике, что и для эталонных образцов. Подсчитывали не менее 100 зерен.

В табл. 2 приведены частоты встречаемости минеральных включений в обломочном кварце (n), которые мы сравниваем со средними арифметическими (M), вычисленными для кварца различных групп эталонных пород. В самом деле, средние арифметические для данной группы пород характеризуют частоты встречаемости минеральных включений в кварце статистической модели кварцевого песка определенного генезиса.

Частоты встречаемости минеральных включений в обломочном кварце песков, песчаников и кварцитов, %

№ образца	Полевой шпат	Биотит	Мусковит	Амфибол	Апатит	Циркон	Рутил	Сфен	Турмалин	Силлиманит	Дистен	Эпидот	Гранат	Графит	Рудный	Кальцит	Без включений
П-1	3	7	3	0	1	11	2	1	0	6	0	0	0	4	2	1	70
П-2	1	7	10	0	2	6	4	0	0	10	0	0	0	2	1	1	61
П-3	2	6	0	0	0	2	12	0	0	0	0	0	0	2	4	1	70
169	0	4	5	0	2	2	28	0	1	1	0	0	0	1	0	0	72
163	1	5	1	0	0	2	19	0	1	6	1	0	0	0	0	0	70
132	0	8	2	0	6	2	56	0	0	0	0	2	0	0	4	0	36
135	2	8	4	0	8	0	6	2	4	0	4	2	0	0	0	0	58
14/144	4	18	0	0	6	4	56	0	2	0	0	0	0	0	2	0	30
102	0	0	32	0	4	0	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44

На фиг. 2 представлены столбиковые диаграммы частот встречаемости (n) наиболее интересных в генетическом отношении включений минералов в обломочном кварце различных песчаных пород.

Из анализа столбиковых диаграмм следует.

1. В обломочном кварце образцов П-1 и П-2 отмечается четкая циркон-силлиманитовая ассоциация минеральных включений при низкой частоте встречаемости рутила. Исходя из установленных нами закономерностей, можно сделать вывод, что эти образцы сложены в основном кварцем метаморфогенного генезиса.

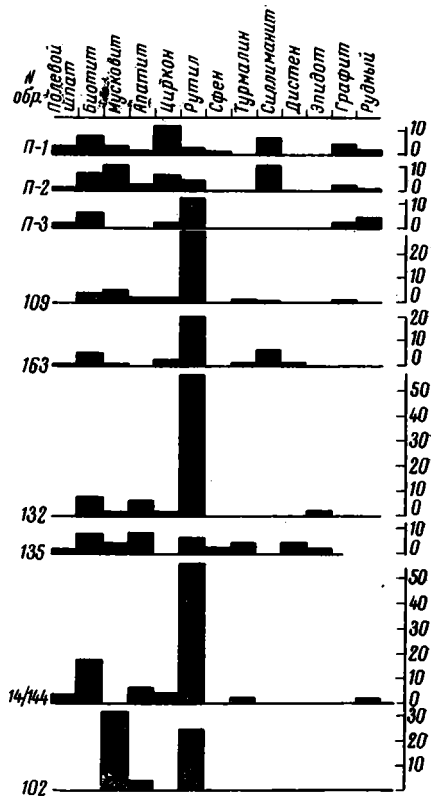
2. В кварце образцов 109 и 163 содержание рутила значительно выше. По-видимому, эти образцы представлены в основном гранитоидной ассоциацией обломочного кварца.

3. Обращает на себя внимание близость ассоциаций минеральных включений в кварце в парах образцов П-1 — П-2 и 109-163, что, вероятно, свидетельствует о неоднократном перемыве обломочного материала или об унаследованности сноса.

4. Образец П-3, представляющий более высокий стратиграфический уровень моренных отложений по сравнению с обр. П-2, отличается от последнего более «гранитоидным» составом обломочного кварца, что явно свидетельствует о смене источников сноса.

5. Кварц аркозового песчаника (обр. 14/144) характеризуется резко повышенной частотой встречаемости рутила, что, несомненно, свидетельствует о едином гранитоидном источнике сноса.

6. Образцы 132 и 135 отобраны из соседних прослоев ногняжекских кварцитовидных песчаников. Отличаются они по размерности слагаю-



Фиг. 2. Диаграмма частот встречаемости минеральных включений в обломочном кварце песчаных пород

щих их, обломочных зерен. Соответственно в обр. 135, как и в других образцах, изучена фракция 0,2—0,25 мм, а в обр. 132 — фракция 0,5—1 мм. Столбиковые диаграммы, построенные для кварца этих образцов, показывают резкое различие ассоциаций обломочного кварца. В обр. 135 (фракция 0,2—0,25 мм) представлен в основном метаморфогенный кварц, а в обр. 132 (фракция 0,5—1 мм) обломочный кварц, судя по очень высокой встречаемости рутила, имеет гранитоидный генезис. Таким образом, устанавливается четкая дифференциация генетических типов кварца по размерным фракциям.

В кварце обр. 102 (сегозерский кварцито-песчаник, Карелия) отмечаются всего лишь три типа минеральных включений при довольно высокой частоте включений мусковита и рутила. Выявление такой узкой и своеобразной ассоциации минеральных включений, несомненно, подтверждает ранее сделанный вывод о метаморфизме обломочного кварца сегозерских кварцито-песчаников (Симанович, 1969).

Таким образом, приведенное нами сравнительное изучение частоты встречаемости минеральных включений в кварце различного происхождения позволяет, в первом приближении, интерпретировать генезис обломочного кварца песчаных пород.

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

В табл. 3 приведены частоты встречаемости различных признаков включений для кварца проанализированных образцов. Числа в графах обозначают процент встречаемости зерен кварца с определенным признаком включений в данном образце. Приводятся данные по кварцу четырех исследованных типов эталонных пород. Подсчет признаков включений в зернах кварца терригенных пород производился идентично (100 зерен кварца размером 0,2—0,25 мм).

Для признаков включений в кварце каждой группы эталонных пород рассчитаны среднее арифметическое (M) и коэффициент вариации (W). Очевидно, что среднее арифметическое будет отвечать важности, значимости данного признака для каждой группы пород. Коэффициент вариации же является мерой устойчивости данного признака включений для кварца определенного генезиса («устойчивость» обратно пропорциональна коэффициенту вариации).

Для четырех групп признаков включений (размеров, формы, фазового состава и насыщенности) всех исследованных групп эталонных пород построены графики, на которых положение фигуративной точки каждого данного признака определяется значениями M и W (фиг. 3—6).

Из рассмотрения графика средней частоты и устойчивости встречаемости включений различных размеров следует.

1. Мелкие включения встречаются чаще, чем крупные, во всех типах пород, но в жильном кварце соотношение их примерно равно.

2. Средняя частота и устойчивость встречаемости мелких и крупных включений в кварце возрастает по ряду метаморфические породы — граниты «древние» — граниты «молодые» — жильный кварц. Это возрастание весьма контрастно для крупных включений и выражено менее ярко для включений мелких.

Анализ вынесенных на график данных по форме включений в кварце различных типов пород позволяет сделать следующие выводы.

1. Средняя частота и устойчивость встречаемости включений всех форм возрастает по ряду метаморфические породы — граниты «древние» — граниты «молодые» — жильный кварц. Эта закономерность производная и связана с резким возрастанием по этому же ряду содержания крупных включений, в которых возможно определение формы.

Частоты встречаемости признаков включений минералообразующей среды в кварце
различного генезиса, %

№ образца	Размер		Форма				Фазовый состав					Насыщенность				
	мелкие	крупные	ограни- ченные	полуогра- ненные	непра- вильные	уплощен- ные	жидкие	газово- жидкие	газовые	многофаз- ные	затвер- девшие	слабая	средняя	высокая	очень вы- сокая	без вклю- ний
Метаморфические породы																
1	76	15	1	3	55	16	17	3	3	0	0	63	13	0	0	24
6	68	28	0	6	56	6	6	6	18	0	0	46	14	4	0	36
9	66	38	0	0	70	18	16	20	12	0	0	60	12	0	0	28
17	58	6	0	0	52	6	0	4	4	0	0	56	2	0	0	42
23	58	6	0	0	44	4	4	4	0	0	0	42	16	0	0	42
27	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	88
28	38	4	0	2	38	4	0	2	0	0	0	40	0	0	0	60
43	74	50	6	32	64	8	14	46	36	0	0	34	30	12	0	24
72	37	4	1	1	9	6	2	0	3	0	0	36	2	0	0	62
73	68	40	2	8	66	20	20	22	12	6	0	52	20	0	0	28
82	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	0	0	0	86
88	54	36	0	10	46	16	18	10	14	2	0	48	12	0	0	40
89	56	15	0	5	41	5	6	7	11	0	0	52	5	0	0	43
91	51	1	1	0	29	0	0	0	1	0	0	49	3	0	0	48
93	60	14	0	2	32	14	8	2	6	0	0	44	12	0	0	44
96	78	34	0	6	74	24	12	12	10	0	0	50	24	6	0	20
107	76	56	8	18	74	4	8	24	30	0	0	44	28	4	0	24
109	74	30	0	12	72	4	4	18	16	0	0	58	22	0	0	20
111	50	14	2	4	48	0	6	10	4	0	0	50	0	0	0	50
114	86	34	0	0	76	14	8	12	0	10	0	60	26	0	0	14
116	42	2	0	4	38	4	0	2	0	0	0	44	0	0	0	66
249	72	48	0	4	48	8	36	32	4	0	0	48	24	0	0	28
257	84	60	0	0	60	0	4	56	12	0	0	36	48	0	0	16
260	92	48	0	0	48	4	12	32	0	24	0	40	56	0	0	4
262	72	28	0	0	24	8	8	0	0	0	0	40	32	0	0	28
279	84	68	0	8	68	0	24	36	20	8	0	40	44	0	0	16
281	96	52	4	16	48	12	8	36	0	0	0	44	52	0	0	4
287	76	64	4	36	58	4	40	52	0	0	0	44	32	0	0	24
288	100	80	0	0	80	20	0	48	12	8	0	40	60	0	0	0
293	68	20	0	4	28	0	4	8	0	12	0	36	32	0	0	32
294	76	52	0	20	48	0	12	32	12	0	0	52	20	0	0	28
М	65	30,7	0,93	6,5	48,1	7,4	9,45	18,1	7,7	2,2	0	44,3	20,7	0,8	0	34,4
W	31,7	75,2	208,7	143	43,7	81	104,2	93,9	18,1	231,8	0	29,1	84	362	0	61,9
Гранитоиды «древние»																
3	92	93	86	83	91	29	91	88	81	0	0	15	36	40	3	6
5	94	40	6	10	30	20	8	30	8	0	0	36	48	8	0	8
13	98	92	18	48	96	6	76	92	84	40	6	2	34	50	12	2
60	53	48	0	6	60	8	34	38	22	0	0	56	10	—	0	34
61	78	40	0	12	66	26	12	18	12	32	0	40	34	6	0	20
62	76	38	4	10	76	26	18	24	16	6	0	44	26	6	0	24
76	80	58	0	10	78	8	32	12	32	10	0	22	46	20	0	12
80	77	33	2	14	47	24	22	21	10	3	0	44	19	5	1	31
92	62	30	6	18	56	8	24	16	10	0	0	40	24	2	0	36
94	80	66	14	26	80	10	54	50	40	2	0	26	44	10	0	20
95	66	52	0	16	64	22	22	44	26	0	0	48	20	6	0	26
101	90	64	10	14	90	6	16	28	38	0	0	44	42	4	0	10
108	64	34	0	8	60	16	20	18	6	0	0	36	26	4	0	34
112	60	34	0	0	56	0	4	12	0	0	0	32	26	8	0	40
123	94	84	0	18	84	20	8	42	70	16	12	34	44	18	0	4
124	80	70	12	28	74	4	18	28	34	18	2	36	52	4	0	8
234	98	86	0	4	76	10	26	58	12	20	0	6	76	16	0	2
235	90	50	0	0	48	10	36	22	4	10	0	30	54	6	0	10
236	96	32	0	0	32	4	8	20	0	16	0	4	88	4	0	4
237	92	44	0	4	44	4	8	24	0	16	0	36	56	0	0	8
238	86	76	0	20	76	6	26	44	12	34	0	22	66	8	0	4

Таблица 3 (продолжение)

№ образца	Размер		Форма				Фазовый состав					Насыщенность				
	мелкие	крупные	ограни- енные	полуогра- ненные	непра- вильные	углощен- ные	жидкие	газово- жидкие	газовые	много- фазные	затвер- девшие	слабая	средняя	высокая	очень вы- сокая	без вклю- чений
272	88	64	0	0	64	0	16	28	0	40	0	12	68	8	0	12
273	96	56	0	0	56	4	16	16	0	36	0	20	44	36	0	0
274	64	64	0	0	64	4	16	12	64	0	0	40	44	4	0	12
276	76	48	0	12	48	4	18	36	0	12	0	36	32	8	0	24
М	81	55,5	4,32	14,4	66,6	11,4	24,8	32,8	23,2	12,8	0,8	30,4	42,4	11	0,64	15,6
W	15	34,5	200	119	24	79	83	63	108	105	320	46	53	113	375	77

Гранитоиды «молодые»

121	94	74	0	34	90	24	0	44	4	68	0	20	48	26	0	6
134	92	96	52	82	98	10	0	94	94	52	0	6	42	50	0	2
136	96	82	0	8	80	26	16	18	6	82	8	20	32	46	0	2
143	90	78	0	24	90	6	14	70	46	22	4	16	44	80	0	10
145	100	96	4	16	100	12	12	60	64	36	0	4	44	48	4	0
146	100	72	0	2	64	40	54	48	8	16	0	2	48	46	4	0
147	96	86	2	36	94	18	4	62	30	52	4	0	32	52	12	4
158	40	38	4	10	44	6	4	26	8	6	0	32	18	0	0	50
167	84	72	0	14	88	10	16	12	30	48	0	28	44	18	0	10
М	88	77,1	6,9	25,1	83,1	16,9	13,3	48,2	32,2	42,4	1,8	14,2	39,1	35,1	2,2	9,3
W	20	21,3	23,2	91,6	20,7	62,1	115,8	52,1	90,7	55,4	150	77,5	24	48,4	100	158

Жильный кварц

149	100	90	2	22	98	14	16	60	4	26	0	0	0	28	72	0
152	94	96	38	78	94	26	6	84	62	44	22	2	48	42	6	2
154	76	92	12	26	94	22	82	26	16	0	0	16	64	14	0	6
155	50	46	8	22	54	12	20	30	4	8	24	30	34	0	0	36
К-23	100	100	0	24	100	12	88	80	0	16	0	0	12	84	4	0
К-45	100	100	0	12	100	24	76	80	0	4	0	8	28	64	0	0
610	100	100	0	32	100	24	100	92	0	0	0	0	4	68	28	0
М	88,6	89,1	8,6	31	91,4	19,1	55,4	64,6	12,3	14,0	6,6	8	27,1	42,9	15,7	6,3
W	19,7	20,4	148,8	61,3	17,1	30,9	66,2	38,2	169,9	107,1	156	122	80,8	66,2	158	183,3

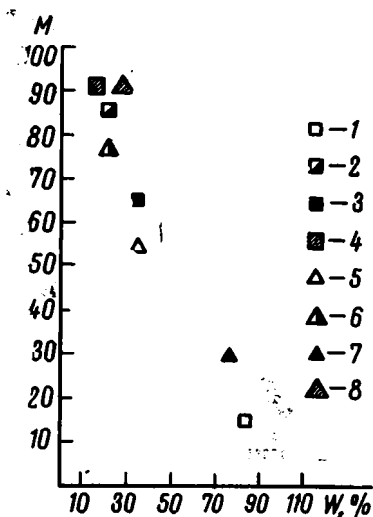
2. Наименее распространены ограниченные включения; чаще всего встречаются включения неправильной формы.

3. Средняя частота и устойчивость встречаемости полуограниченных и в особенности ограниченных включений в кварце метаморфических пород чрезвычайно низки; заметно чаще ограниченные и полуограниченные включения встречаются в жильном кварце и кварце из гранитов.

Некоторые закономерности намечаются и в распределении средней частоты и устойчивости встречаемости для включений различного фазового состава.

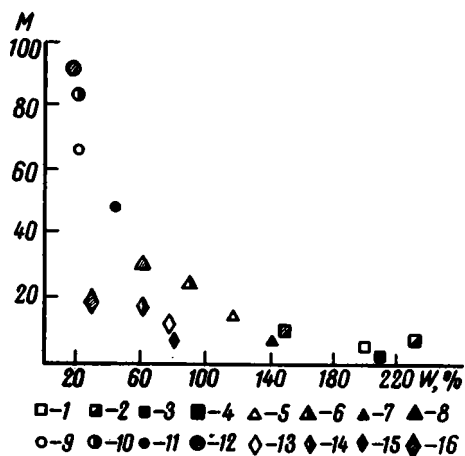
1. Средняя частота и устойчивость встречаемости газовых включений возрастает по ряду метаморфические породы — граниты «древние» — граниты «молодые». Для газовых включений в жильном кварце средняя частота несколько больше, чем для кварца метаморфических пород, но зато возрастает и значение устойчивости встречаемости.

2. Рост средней частоты и уменьшение устойчивости встречаемости наблюдается для многофазных включений по ряду метаморфические породы — граниты «древние» — жильный кварц — граниты «молодые», причем многофазные включения в кварце «молодых» гранитов встречаются значительно чаще, чем в кварце другого генезиса.



Фиг. 3. Средние частоты и устойчивость встречаемости мелких и крупных включений в кварце разного генезиса

Включения в кварце: мелкие: 1 — гранитов «древних», 2 — гранитов «молодых», 3 — метаморфических пород, 4 — жильном; крупные: 5 — гранитов «древних», 6 — гранитов «молодых», 7 — метаморфических пород, 8 — жильном



Фиг. 4. Средние частоты и устойчивость встречаемости включений различных форм в кварце разного генезиса

Ограниченные: 1 — гранитов «древних», 2 — гранитов «молодых», 3 — метаморфических пород, 4 — жильном; полуограниченные: 5 — гранитов «древних», 6 — гранитов «молодых», 7 — метаморфических пород, 8 — жильном; неправильные: 9 — гранитов «древних», 10 — гранитов «молодых», 11 — метаморфических пород, 12 — жильном; уплотненные: 13 — гранитов «древних», 14 — гранитов «молодых», 15 — метаморфических пород, 16 — жильном

3. Затвердевшие включения не встречаются в кварце метаморфических пород.

И, наконец, рассмотрение распределения фигуративных точек на графике степени насыщенности зерен включениями приводит к следующим выводам.

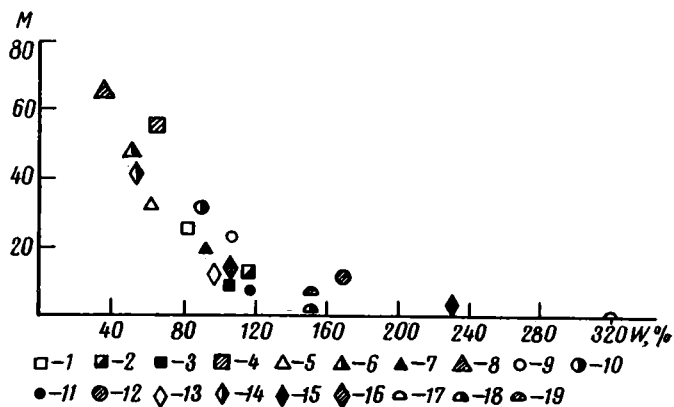
1. Средняя частота и устойчивость встречаемости зерен, слабо насыщенных включениями, возрастает по ряду кварц жильный — граниты «молодые» — граниты «древние» — метаморфические породы.

2. Средняя частота и устойчивость встречаемости зерен с высокой насыщенностью контрастно возрастает по ряду гнейсы (практически не имеют зерен с высокой насыщенностью включениями) — граниты «древние» — граниты «молодые». Жильный кварц, имея наибольшее значения средней частоты, характеризуется также несколько более высоким по сравнению с «молодыми» гранитами значением устойчивости встречаемости (меньшая устойчивость признака).

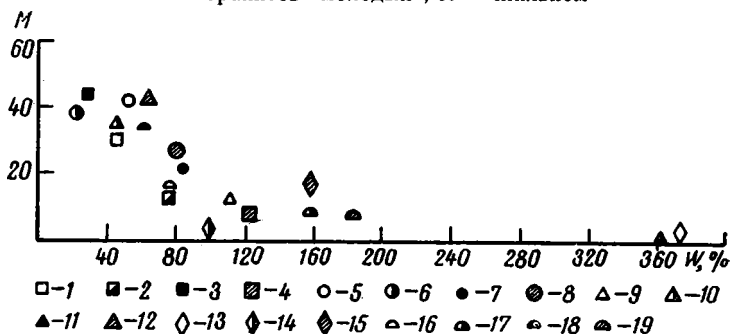
3. Среднее количество зерен без включений достаточно контрастно возрастает по ряду граниты «молодые» — граниты «древние» — метаморфические породы.

По поводу вышеприведенного рассмотрения признаков включений в кварце различного генезиса необходимо сделать следующие разъяснения.

1. По группе жильного кварца статистической обработке были подвергнуты лишь результаты подсчета образцов, значительно насыщенных включениями. На самом деле среди жильных кварцев довольно четко выделяются две разновидности: кварц, сильно насыщенный включениями, и кварц, практически лишенный их. Жильный кварц второго типа исключен из рассмотрения, так как отсутствие включений не дает ни-



Фиг. 5. Средние частоты и устойчивость встречаемости включений различного фазового состава в кварце разного генезиса. Включения в кварце: жидкие: 1 — гранитов «древних», 2 — гранитов «молодых», 3 — метаморфических пород, 4 — жильного; газожидкие: 5 — гранитов «древних», 6 — гранитов «молодых», 7 — метаморфических пород, 8 — жильного; газовые: 9 — гранитов «древних», 10 — гранитов «молодых», 11 — метаморфических пород, 12 — жильного; многофазные: 13 — гранитов «древних», 14 — гранитов «молодых», 15 — метаморфических пород, 16 — жильного; затвердевшие: 17 — гранитов «древних», 18 — гранитов «молодых», 19 — жильного



Фиг. 6. Средние частоты и устойчивость встречаемости зерен с различной степенью насыщенности включения. Насыщенность в зернах кварца: слабая: 1 — гранитов «древних», 2 — гранитов «молодых», 3 — метаморфических пород, 4 — жильного; средняя: 5 — гранитов «древних», 6 — гранитов «молодых», 7 — метаморфических пород, 8 — жильного; высокая: 9 — гранитов «древних», 10 — гранитов «молодых», 11 — метаморфических пород, 12 — жильного; очень высокая: 13 — гранитов «древних», 14 — гранитов «молодых», 15 — жильного; включения отсутствуют в кварце: 16 — древних «гранитов», 17 — гранитов «молодых», 18 — метаморфических пород, 19 — жильного

какой информации при сравнении с зернами кварца других генетических типов, также не содержащих включений. Однако при изучении кварцсодержащих терригенных пород следует учитывать возможность встречаемости зерен жильного кварца, не содержащих включений.

2. Кварц пегматитов не был подвергнут специальному статистическому изучению. Из просмотра шлифов пегматитового кварца различных месторождений следует, что насыщенность его включениями минералообразующей среды резко колеблется от слабой до очень высокой; характерны крупные газовые, многофазные и затвердевшие включения...

3. Кварц из кислых эффузивов практически не содержит включений минералообразующей среды, кроме затвердевших, которые, наоборот, весьма характерны для него и представлены обычно стеклом, часто раскристаллизованным.

4. Кварц терригенных пород нередко претерпевает многократное переотложение. Если терригенные породы, служившие источником сноса, за счет которого формировались кварцсодержащие породы нового цикла, не изменены или же изменены в стадии диагенеза, эпигенеза или даже раннего метаморфизма (метагенеза), то изучение включений минералообразующей среды дает информацию лишь о первичном источнике сноса — кристаллических породах², ибо сейчас нет данных об изменении качественного и количественного состава включений в обломочном кварце, преобразованном до стадии начального метаморфизма (метагенеза) включительно.

Гораздо сложнее обстоит дело с кварцем терригенных пород, претерпевших более глубокий метаморфизм. Обломочный кварц таких пород метаморфизован с сохранением первичных кластических контуров (Симанович, 1969) или, ко всему, частично или полностью бластически перекристаллизован. При глубоком метаморфизме такой кварц приобретает все признаки кварца метаморфических пород; обломочный кварц, метаморфизм которого выразился в изменении состава включений и внутренней структуры, обладает рядом специфических черт, которые ниже будут проиллюстрированы на примере кварца из сегозерских кварцито-песчаников (Карелия).

Для обобщения данных по признакам включений изученных эталонных пород построен график, где по оси ординат отложены значения M , а на оси абсцисс обозначены точки, соответствующие четырем группам кварцсодержащих пород (фиг. 7). На график нанесены значения признаков включений, контрастно различающиеся между собой и, следовательно, имеющие наибольшую информативную ценность. Эти значения для каждого признака в отдельности соединены условными ломаными линиями.

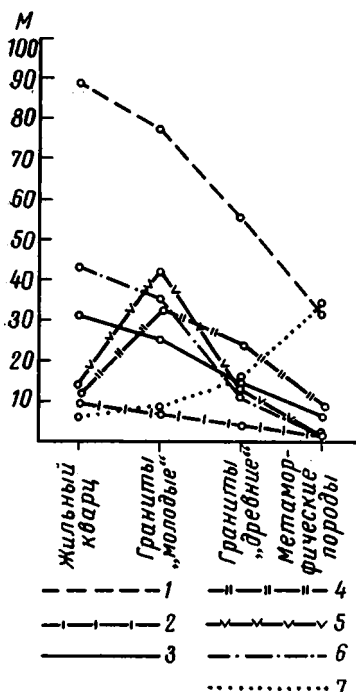
На графике четко видно закономерное изменение средних частот встречаемости различных признаков по ряду метаморфические породы — граниты «древние» — граниты «молодые» — жильный кварц. Как правило, по этому ряду наблюдается или рост значений средних частот встречаемости (для крупных включений зерен с высокой насыщенностью включениями), или же уменьшение этих значений (для зерен без включений). Однако средние частоты встречаемости газовых и многофазных включений, закономерно возрастают от кварца метаморфического к кварцу «молодых» гранитов, резко падают к кварцу жильному, что и следовало ожидать, исходя из преимущественно гидротермального генезиса последнего.

Средние арифметические частоты встречаемости по различным признакам включений мы можем рассматривать как частоты встречаемости данных признаков в неких моделях кварцевых песков, в которых равными долями для каждой из четырех групп пород участвовали исследованные эталонные образцы. Поэтому мы вправе сравнивать частоты встречаемости различных признаков включений (n) в кварце естественных образцов терригенных пород со средними арифметическими идентичных признаков по группам эталонных пород.

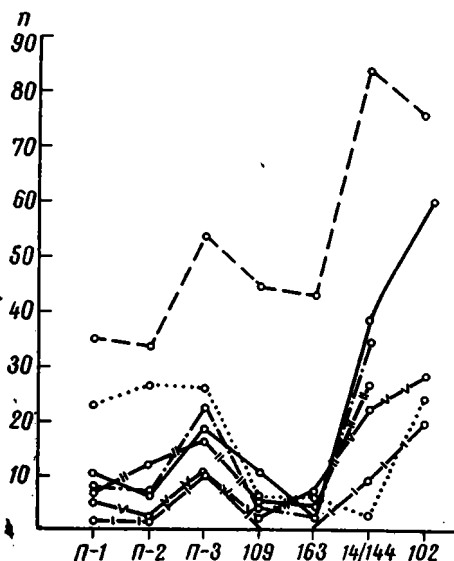
Нами исследован ряд образцов кварцсодержащих песчаных пород, характеристика которых дана в предыдущем разделе (табл. 4).

По частотам встречаемости (n) различных признаков включений в кварце образцов песчаных пород построен график (фиг. 8), аналогичный описанному выше.

² Многократно переотложенный кварц нередко распознается по реликтам регенерационных обрастаний.



Фиг. 7. Средние частоты встречаемости некоторых признаков включений минералообразующей среды в кварце различных типов горных пород
1 — крупные; 2 — огащенные; 3 — полуогра-
ненные; 4 — газовые; 5 — многофазные
включения; 6 — зерна с высокой насыщенно-
стью включениями; 7 — зерна без включений



Фиг. 8. Частоты встречаемости некото-
рых признаков включения минералооб-
разующей среды в обломочном кварце
ряда образцов песчаных пород
Условные обозначения см. на фиг. 7

Из рассмотрения этого графика и сравнения его с фиг. 7 следует.

1. Пески образцов П-1 и П-2, вероятно, наиболее бедны гранитным кварцем и состоят преимущественно из кварца метаморфического, о чем свидетельствуют низкие значения n для таких признаков, как огащенные, крупные, газовые включения, и, наоборот, высокое содержание зерен без включений. Сравнительно повышенное значение для высокой насыщенности включениями может быть объяснено присутствием зерен кварца гидротермального или пегматитового генезиса.

Таблица 4

Частоты встречаемости признаков включений минералообразующей среды
в обломочном кварце, %

№ образца	Размер		Форма				Фазовый состав					Насыщенность				
	мелкие	крупные	огранен- ные	полуогра- ненные	непра- видные	уплощен- ные	жидкие	газово- жидкие	газовые	многофаз- ные	затвер- девшие	слабая	средняя	высокая	очень вы- сокая	без вклю- чений
П-1	75	35	1	10	36	3	10	11	7	5	0	45	22	8	2	23
П-2	72	34	1	6	34	7	13	10	12	2	0	41	25	7	1	26
П-3	74	54	10	18	50	18	14	42	16	10	2	20	30	22	2	26
109	92	44	0	10	44	7	13	17	5	2	1	33	57	4	0	6
163	94	43	0	2	42	9	13	12	4	7	0	49	42	2	1	6
14/144	98	84	8	38	80	34	74	22	26	22	2	10	48	34	6	2
102	48	76	20	60	44	0	0	72	0	28	0	64	12	0	0	24

2. Для обломочного кварца образцов 109 и 163 наблюдаются несколько более высокие значения n по таким признакам, как крупные и газовые включения, и более низкие для содержания кварца без включений, что, вероятно, свидетельствует о повышении по сравнению с предыдущими образцами роли гранитов в питающих провинциях, за счет которых сформировались соответствующие породы.

3. Обращают на себя внимание близкие значения n для различных признаков каждой пары рассмотренных образцов (П-1 — П-2 и 109—163), что, возможно, свидетельствует об унаследованности источников сноса или многократном перемыве.

4. По сравнению с рассмотренными образцами для обр. П-3 заметно повышена частота встречаемости включений крупных, ограненных, полуограненных и газовых, что, вероятно, свидетельствует о значительном участии гранитов в формировании состава обломочного кварца соответствующих песков.

5. Кварц аркозового песчаника (обр. 14/144) характеризуется резко повышенными значениями n для включений крупных, ограненных, полуограненных, многофазных и газовых, свидетельствующими о несомненном происхождении кварца за счет интрузивных гранитов, что вполне согласуется с минералогическим составом рассматриваемых аркозовых песчаников.

6. У метаморфизованного кварца из кварцито-песчаников (обр. 102) отмечаются необычно высокие значения n для включений ограненных, полуограненных, многофазных, нулевые n — для газовых. Такие соотношения, несомненно, подтверждают ранее доказанную (Симанович, 1969) генетическую однородность состава включений в кварце этих пород, связанную с метаморфизмом обломочного кварца.

Наиболее привлекательно было бы научиться по тем или иным признакам включений непосредственно «узнавать» в песчаной породе зерна кварца различного генезиса, как, например, мы различаем обломки пород в граувакках. К сожалению, можно достаточно определенно утверждать, что возможности такого непосредственного «узнавания» ограничены.

Однозначно устанавливается генезис кварца по затвердевшим включениям, крайне редко встречающимся в обломочных зернах (например, включения стекла в кварце эффузивного генезиса).

В ряде случаев по тем или иным признакам возможны альтернативные решения. Например, очень высокая насыщенность зерна включениями скорее всего свидетельствует о его происхождении за счет гидротермального кварца, но не исключен и его первичный интрузивный генезис. Высокая насыщенность зерен включениями, присутствие ограненных и многофазных включений минералообразующей среды исключают возможность происхождения обломочного кварца за счет размыва метаморфических пород.

Таким образом, нами установлены основные закономерности распределения минеральных включений, а также признаков включений минералообразующей среды в обломочном кварце различного генезиса. Используя эти закономерности, можно проводить качественную интерпретацию состава обломочного кварца в песчаных породах, что проиллюстрировано на ряде примеров.

Для перехода же к количественным определениям требуется дальнейшее изучение эталонных образцов, уточнение типизации генетических разновидностей кварца, совершенствование методики диагностики различных типов включений, а также математических методов обработки данных. Нам кажется, что при соответствующей доработке, принципиально возможно создание программы для ЭВМ, с помощью которой можно было бы проводить количественное определение генетических типов обломочного кварца по включениям минералов и минералообразующей среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1950.
- Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
- Лоскутов А. В. О процессе залечивания трещин в кристаллах кварца.— В кн.: К минералогии постмагматических процессов, Л., 1959.
- Симанович И. М. О метаморфизме обломочного кварца сегозерских кварцитов (Карелия).— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4.
- Sauyeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceises. Paris, 1929.
- Keller W. D., Littlefield R. F. Inclusions in the quartz of igneous and methamorphic rocks.— J. Sediment. Petrol., 1950, v. 20, No. 2.
- Krynine P. D. Petrology and genesis of the Third Bradford sand.— Bull. Pennsylvania St. Coll., 1940, 29.
- Mackie W. The sand and sandstones of Eastern Morray.— Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1896, 7.

Институт геологии
Якутского филиала СО АН СССР
Якутск

Дата поступления
17.XII.1970

УДК 552.57 : 552.122 (477.62)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ УГЛЕНОСНОСТИ И ЦИКЛИЧНОСТИ В САМАРСКОЙ СВИТЕ ЗАПАДНОГО ДОНБАССА

В. Ф. ШУЛЬГА

Излагаются результаты фациально-морфологического изучения верхневизейской угленосной толщи Западного Донбасса. Приводятся данные о ее фациальном составе, цикличности и угленосности. Подчеркивается наличие тесных связей между угленосностью и цикличностью и значение этого явления для прогнозной оценки неразведанных площадей.

За последние 5—7 лет в пределах западного продолжения Донецкого бассейна — территории, протягивающейся на 200 км вдоль северного склона Украинского кристаллического щита от рек Ворсклы и Орели на западе до ж.-д. ст. Межевой на востоке, были проведены большие разведочные работы на угли самарской свиты нижнего карбона $C_1(C_1^3)$. Этими работами впервые были охвачены глубокие горизонты всех трех угленосных районов Западного Донбасса: Петриковского, Новомосковского и Павлоградско-Петропавловского, характеризующихся глубиной залегания пластов угля до 1400—1500 м.

При обработке обширного равномерно расположенного на площади фактического материала нами были получены новые данные о фациальном составе, цикличности и угленосности самарской свиты, изучавшейся ранее Д. Ф. Алымовым и др. (1963), М. Т. Кучеренко и др. (1960), Н. З. Хмарским и др. (1956) и многими другими. Общим для этих исследований является то, что изученные разрезы распределялись на площади неравномерно, преимущественно по разведочным линиям; при определении фациальной характеристики пород, как правило, не проводилось выделение литогенетических типов, которые, как известно (Давыдова, Гольдштейн, 1947; Жемчужников, Яблоков, 1956), являются основой литолого-фациального изучения угленосных отложений; не составлялись фациальные или палеогеографические карты времени образования отдельных седиментационных циклов. В связи с этим изложенные в упомянутых выше работах характеристики фациального состава угленосной толщи, циклов на изученной автором площади, не получили достаточного подтверждения и имеют различное толкование, а вопрос о связи цикличности и угленосности по существу не затрагивался.

Изучение рассматриваемых в статье вопросов явилось частью работы по выявлению перспектив угленосности северного склона Украинского щита. Высокая степень разведанности Западного Донбасса определила необходимость применения такой методики изучения самарской свиты, которая позволила бы осуществить прогнозную оценку отдельных угольных пластов. Она базируется на изучении морфологии отдельных угольных пластов и литолого-фациальных особенностей угленосной толщи в пределах изученной территории и распространения (с определенными по-

правками) выявленных особенностей на неразведанные площади глубоких горизонтов.

Изучение морфологии пластов предусматривает построение литолого-стратиграфических разрезов угленосной толщи, крупномасштабных разрезов угольных пластов, морфологических карт и карт качества пластов. Выявление литолого-фациальных особенностей основывается на применении фациально-циклического метода (Жемчужников, Яблоков, 1956; Жемчужников и др., 1959, 1960). Благодаря такому комплексному подходу удалось выявить особенности строения и условия формирования седиментационных циклов и расположенных в них угольных пластов, с генетических позиций объяснить морфологию пластов, осуществить прогноз распространения отдельных пластов угля, а также угленосности всего разреза толщи в пределах неизученных площадей.

Было описано более 180 равномерно распределенных на площади разрезов угленосной толщи (около 70 000 м керна), составлено более 40 фациальных и литогенетических профилей, более 100 палеогеографических карт (масштаба 1 : 100 000). Экспедициями треста «Днепрогеология», Днепропетровским горным институтом, Лабораторией ЦНИЭИуголь построено 26 карт (масштаба 1 : 25 000) морфологии угольных пластов, более 20 литолого-стратиграфических разрезов самарской свиты, около 300 крупномасштабных разрезов угольных пластов.

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Нижней и верхней границей самарской свиты соответственно являются выдержанные известняки C_1 и D_1 . Ее мощность увеличивается в северо-восточном направлении от 260 м в Новомосковском районе до 670 м на крайнем востоке Павлоградско-Петропавловского. В Петриковском и в юго-западной части Новомосковского районов разрезы свиты неполные в связи с деятельностью намюрских размывов. Характерная особенность свиты — тонкозернистый состав слагающих ее пород. Наиболее развиты аргиллиты, составляющие 53% разреза. Алевролиты и песчаники представлены преимущественно мелкозернистыми разностями и соответственно составляют 37 и 6% толщи. В среднем 1,2% разреза занимают известняки. Из 5—6 пластов лишь три (C_1 , C_5 , C_6) имеют широкое развитие. Из 55—60 пластов угля около 20 имеют промышленное развитие. Коэффициент угленосности в среднем равен 2,8%.

Верхневизейская угленосная толща Западного Донбасса полифациальна. В ней выделяется 8 фаций, объединяющихся в 3 группы, 11 подфаций, 38 генетических типов пород и 8 генетических групп углей¹.

1. Группа континентальных фаций. 1. Фация алевритовых и песчаных осадков речных русел и пойм (Рр): 1) алевролит, песчаник мелкозернистый с косой однонаправленной, мелкой, пологой, преимущественно сходящейся слоистостью, подчеркнутой углестым, глинистым материалом, реже — ритмической сортировкой зерен; 2) алевролит мелкозернистый, темно-серый, с прерывистой волнистой, линзовидной слоистостью, или неслоистый с глинистым материалом и растительным детритом.

2. Фация глинистых и алевритовых осадков заболоченных приморских низменностей (Нзп): 1) алевролит мелкозернистый серый, комковатый с многочисленными вертикально ориентированными ризоидами; 2) аргиллит, алевролит с горизонтально-волнистой, линзовидной слоистостью, нарушенной корнями растений; 3) аргиллит темно-серый, неслоистый, комковатый, с остатками авто-

¹ Генетические группы углей выделены М. Д. Бердюковой и др. (1964).

хтонных растений; 4) аргиллит с многочисленными крупными растительными остатками по плоскостям наложения; 5) аргиллит светло-серый, комковатый, жирный наощупь.

3. Фация углисто-глинистых осадков заиляющихся торфяных болот и сапропелевых озер (Бтз): 1) аргиллит углистый.

4. Фация углистых осадков торфяных болот и сапропелевых озер (Бт): а) *подфация углистых осадков проточных торфяных болот*: угли гумусовые — дюрен, ультрадюрен, споровый липтобиолит; б) *подфация углистых осадков обводненных и среднеобводненных торфяных болот*: угли гумусовые — кларен, дюрено-кларен, кларено-дюрен; в) *подфация углистых осадков сапропелевых озер*: угли гумусово-сапропелевые — кеннели, богхед-кеннели.

II. Группа переходных фаций от континентальных к морским. 1. Фация глинистых и алевроитовых осадков лагун (Л): а) *подфация глинистых, алевроитовых осадков приморских озер и сильно опресненных лагун* (Оп): 1) аргиллит горизонтальнослоистый или неслоистый, плитчатый, с флорой хорошей сохранности, пресноводными пелециподами, редкими лингулами; 2) алевролит мелкозернистый с мелкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой углистым материалом; б) *подфация алевроитовых осадков мелких зарастающих лагун* (Лз): 1) алевролит мелкозернистый светло-серый, неслоистый, с редкими вертикально ориентированными ризоидами; 2) алевролит мелкозернистый с нечеткой крупной волнистой слоистостью и редкими вертикально ориентированными ризоидами; в) *подфация глинистых и алевроитовых осадков мелких лагун* (Лм): 1) аргиллит углистый плитчатый с редкими лингулами; 2) аргиллит темно-серый с крупными «лентовидными» растительными остатками по плоскостям наложения, редкими пелециподами, брахиоподами; 3) аргиллит, алевролит мелкозернистый с прерывистой горизонтальной, линзовидной слоистостью, ходами илоедов; 4) переслаивание (толщина прослоев до 2 см) алевролита серого с алевролитом глинистым темно-серым, с ходами илоедов, норками роющих животных, текстурами взмучивания; 5) алевролит мелкозернистый с мелкой волнистой, горизонтально-волнистой, мультислойной слоистостью, подчеркнутой глинистым, углистым материалом; г) *подфация глинистых и алевроитовых осадков относительно глубоких лагун* (Лог): 1) аргиллит темно-серый с углистым, сапропелевым материалом, лингулами; 2) аргиллит, алевролит мелкозернистый горизонтальнослоистый или неслоистый с редкими эвригалинными брахиоподами, пелециподами; 3) переслаивание (толщина прослоев до 2 см) аргиллита алевроитистого темно-серого с алевролитом серым.

2. Фация алевроитовых и песчаных осадков подводных устьев рек (дельта) (Ур): а) *подфация песчаных и алевроитовых осадков устьев рек с интенсивными подводными течениями* (Ури): 1) песчаник мелкозернистый с крупными фрагментами растений; 2) песчаник мелкозернистый с косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой углистым материалом, или неслоистый; 3) песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, неслоистые с обломками аргиллита, алевролита; 4) песчаник, алевролит мелкозернистые с косой разнонаправленной, клиновидной слоистостью, подчеркнутой глинистым, углистым материалом; б) *подфация алевроитовых и песчаных осадков подводных устьев рек с ослабленной деятельностью вод* (Уро): 1) алевролит, песчаник мелкозернистые с косой мелкой разнонаправленной, сходящейся, мультислойной слоистостью; 2) алевролит, песчаник, мелкозернистые с прослоями алевролита с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой углистым материалом; 3) алевролит, песчаник мелкозернистые, светло-серые с прерывистой тонкой (штриховатой) горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой углистым материалом.

3. Фация алевритовых осадков подводных гряд (Гп). 1) алевролит мелкозернистый, крупнозернистый с неправильной текстурой (взмученной, пятнистой, гнездовидной, линзовидной) и обломками фауны.

III. Группа морских фаций. 1. Фация глинистых, алевритовых и карбонатных осадков моря (М): а) *подфация алевритовых глинистых и карбонатных осадков прибрежного мелкого моря* (Мпм): 1) толстое (прослой 2—3 см и более) пологоволнистое переслаивание алевролита, песчаника с алевролитом глинистым серым; 2) алевролит мелкозернистый со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом; 3) алевролит мелкозернистый неслоистый с брахиоподами, криноидеями; 4) аргиллит с массовым скоплением брахиопод (брахиоподовые банки); 5) аргиллит плитчатый с пелециподами, брахиоподами, пиритизированными растительными остатками; 6) аргиллит с многочисленными конкрециями сидерита; 7) аргиллит светло-серый, зеленовато-серый, плитчатый, без растительных остатков, с редкими пелециподами и брахиоподами; 8) известняк органогенно-детритовый (с обломками криноидей), глинистый; б) *подфация глинистых и карбонатных осадков относительно глубокого моря* (Мог): 1) аргиллит с разнообразной морской фауной; 2) известняк с морской фауной.

Значительная детальность выделения, основанная на разносторонней обработке обширного фактического материала, позволила использовать литогенетические типы, фации для изучения особенностей строения и формирования угленосной толщи. При этом весьма существенным для познания генезиса самарской свиты явилось выделение в фации лагун трех подфаций: мелких зарастающих лагун, мелких, лагун, относительно глубоких лагун, а также установление осадков подводных гряд.

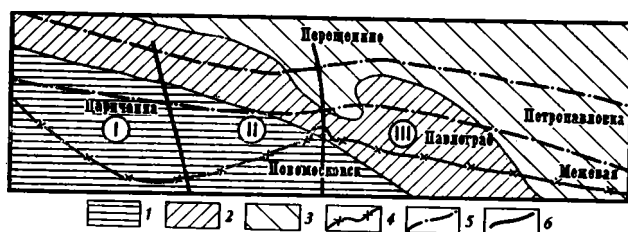
Таблица 1

Фациальный состав самарской свиты по группам фаций, %

Район		Континентальных				Переходных						Морских		
		Рр	Нап	Брг+ +Бг	всего	Оп	Лз+ +Лм	Лог	Ур	Гп	всего	Мпм	Мог	всего
Новомосковский		4	24	6	34	5	15	25	4	1,2	50	10	6	16
Павлоградско-Петропавловский	западная часть	3	19	3,2	25	3	10	28	17	2	60	8	7	15
	восточная часть	2	17	2,7	22	2	9	32	10	1,5	54	13	10	23
Территория глубоких горизонтов	Новомосковский	2	24	3	29	3	12	30	6	2	53	11	7	18
	Павлоградско-Петропавловский	1	10	1,5	12	1	8	32	20	2	63	13	12	25
В среднем по Западному Донбассу		2	19	3,5	24	3	12	30	11	2	58	11	8	18

Сравнение угленосных отложений нижнего карбона Западного Донбасса со среднекаменноугольной толщей обнаженной части бассейна (Атлас..., 1956) показывает, что самарская свита отличается более ограниченным набором фаций и литогенетических типов (особенно в континентальной и морской группе). Это явление характерно также для самарской свиты Южного Донбасса (Феофилова, Левенштейн, 1963).

Среднее содержание фаций в разрезе толщи приведено в табл. 1. В ней четко видно широкое развитие отложений переходной группы, среди которых преобладают фации лагун (42%), что является характерной чертой самарской свиты. Более ограниченное распространение в группе переходных фаций имеют осадки подводных устьев рек (11%). По степени развития после группы переходных фаций следуют континентальные отложения, составляющие в целом 24% разреза. Среди них наибольшее



Фиг. 1. Зоны расщепления циклов
1 — зона слившихся циклов; 2 — зона расщепляющихся циклов; 3 — зона расщепившихся циклов; 4 — южная граница распространения самарской свиты; 5 — граница глубоких горизонтов; 6 — граница угленосных районов; угленосные районы (цифры на схеме): I — Петровский, II — Новомосковский, III — Павлоградско-Петровский

распространение имеет фация глинистых и алевроитовых осадков заболоченных приморских низменностей (19%). Угольные пласты и углистые аргилиты (фации Бтз+Бт) имеют подчиненное развитие (в среднем 3,5%). Наименее распространены морские фации, составляющие 18% и располагающиеся в нижней и верхней частях угленосной толщи. В целом данные табл. 1 подтверждают установленное ранее явление (Айзенберг, 1958; Широков, 1956, и др.) закономерного увеличения отложений континентальной группы в юго-западном направлении и увеличения морских осадков в северо-восточном. Особенно отчетливо это видно при сравнении фациального состава угленосной толщи Новомосковского, западной части Павлоградско-Петровпавловского района с глубокими горизонтами этих же районов — обширными площадями, расположенными к северу от разведанных участков и характеризующимися значительной глубиной залегания пластов угля (фиг. 1).

ЦИКЛИЧНОСТЬ И УГЛЕНОСНОСТЬ

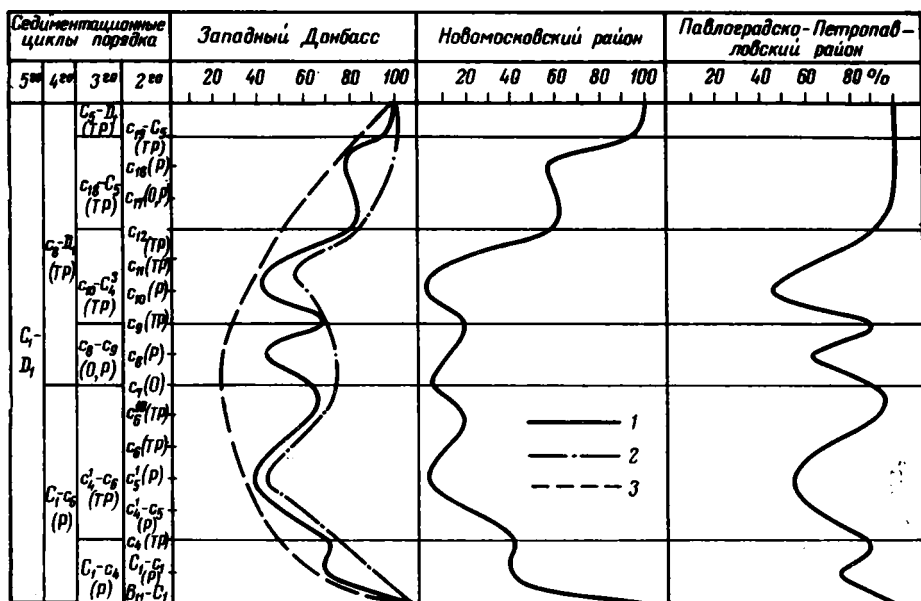
Известно, что цикличность — одна из характерных черт строения абсолютного большинства угленосных толщ. Анализ этого явления применительно к самарской свите Западного Донбасса показал, что ее строение также имеет отчетливо выраженный циклический характер. За начало цикла нами принимается, в согласии с Л. Н. Ботвинкиной (1954), переход от более глубоководных отложений (накопившихся в момент максимума трансгрессии моря) вверх по разрезу в более мелководные, соответствующие началу подъема местности и последующего отступления моря. Седиментационные циклы любого порядка в нижней и верхней частях слагаются относительно более глубоководными отложениями. Средняя часть циклов представлена наиболее мелководными осадками, вмещающими угольные пласты. Имея много общих черт строения, последующие циклы тем не менее не повторяют строения предыдущих, а характеризуются рядом особенностей, отличающих их друг от друга. Цикл, содержащий один угольный пласт, или горизонт заболачивания, относится нами к циклу 1-го порядка. Используя основы классификации и прин-

ципы выделения угленосных циклов разного порядка, разработанные А. П. Феофиловой (1954), в зависимости от фациального состава пород, слагающих регрессивную (подугольную) и трансгрессивную (надугольную) части этих циклов, а также по сопоставлению фаций начала и конца циклов в самарской свите различаются лагунно-морские, морско-лагунные, лагунно-болотные, болотно-лагунные, лагунные, морские циклы трансгрессивного, регрессивного, однородного типа. Наибольшее развитие имеют лагунные, лагунно-морские циклы мощностью 3—12 м, представленные в основании алевритистыми аргиллитами лагун, переходящими вверх по разрезу в лагунные алевролиты более мелководного характера. Выше они сменяются алевритовыми, глинистыми осадками заболоченных приморских низменностей, непосредственно подстилающими угольные пласты. Кровлей пластов угля являются аргиллиты, реже алевролиты мелких лагун, приморских озер, переходящие вверх по разрезу в глинистые осадки относительно глубоких лагун, мелкого моря. Как правило, циклы асимметричны, с преобладанием мощности регрессивной части над трансгрессивной.

Выделение циклов более высокого порядка проводилось с помощью палеогеографических карт трансгрессивной части циклов 1-го порядка. При наложении карт в той последовательности, в которой циклы располагаются в разрезе толщи, и сравнении между собой изображенных на них палеогеографических обстановок отчетливо выделяются периоды обширных трансгрессий моря, сменяющиеся его регрессиями. Отмечаются также периоды крупных морских трансгрессий, более часто повторяющихся во времени (сближенных по разрезу). Осадки, накопившиеся во время этих обширных трансгрессий моря, являются естественными границами циклов более высокого порядка, поскольку циклический характер угленосной толщи обусловлен миграциями береговой линии моря в результате колебательных движений разного порядка. Использование такого приема при выделении циклов 2-го порядка и выше оказалось возможным благодаря построению палеогеографических карт практически для всех угольных пластов самарской свиты. Это существенно дополняет и корректирует правильность выделения циклов высокого порядка по данным описания отдельных разрезов угленосной толщи.

Циклы высокого порядка состоят из сочетания более мелких циклов, закономерно изменяющихся вверх по разрезу от регрессивного типа к трансгрессивному или наоборот. Комплексы циклов 1-го порядка, как правило, сливающиеся к западу, образуют циклы 2-го порядка (мезоциклы). В отличие от циклов 1-го порядка мезоциклы не сливаются друг с другом, а прослеживаются на всей территории Западного Донбасса, что позволяет использовать их при различного рода построениях и обобщениях по всей площади бассейна. Регрессивные и трансгрессивные сочетания циклов 2-го порядка составляют циклы 3-го порядка (макроциклы). Включая в себя несколько мезоциклов, они соответствуют довольно крупным по мощности (50—60 м) частям угленосной толщи, образовавшимся на протяжении значительных отрезков геологического времени. В самарской свите выделяются также еще более крупные циклы 4-го порядка (мегациклы), объединяющие циклы 3-го порядка.

Как это принято в Донецком бассейне, седиментационные циклы индексируются нами в соответствии с индексами наиболее развитых в них угольных пластов, известняков. Циклы 2-го и более высоких порядков, их тип, а также степень распространения морских фаций в трансгрессивной (верхней) части мезоциклов в целом на всей территории Западного Донбасса и в пределах отдельных его частей отражены на фиг. 2, где видно, что вся угленосная толща, представляющая собой цикл 5-го порядка, делится на два мегацикла: $C_1—C_6$, соответствующий регрессивной части толщи, и $C_8—D_1$, отвечающий верхней (трансгрессивной) ее части. Граница между ними проходит примерно в интервале уголь-



Фиг. 2. Распространение морских фаций в трансгрессивной части циклов второго порядка

1 — кривая, соответствующая циклам 3-го порядка; 2 — кривая, соответствующая циклам 4-го порядка; 3 — кривая, соответствующая циклу 5-го порядка. Циклы: Тр — трансгрессивные; Р — регрессивные; О — однородные

ных пластов $c_6^{1в}$, c_7 . Выше по разрезу от этого интервала происходит постепенное увеличение развития морских фаций.

В цикле 4-го порядка C_1 — c_6 выделяются 2 макроцикла: внизу регрессивного типа (C_1 — c_4) и вверху трансгрессивного (c_4^1 — c_6). Граница между ними проводится по преимущественно глинистым осадкам кровли угольного пласта c_4 , накапливавшимся в условиях относительно глубоких лагун, моря и отвечающим временной приостановке общего регрессивного процесса осадконакопления. В цикле 4-го порядка c_8 — D_1 выделяются 4 макроцикла: c_8 — c_9 , c_{10} — C_4^3 , c_{18} — C_5 и C_5 — D_1 . Все они, за исключением нижнего (c_8 — c_9), имеют трансгрессивный характер с ярко выраженным увеличением развития вверх по разрезу морских и других относительно глубоководных отложений. Границы между циклами 3-го порядка совпадают с моментами довольно обширных трансгрессий моря, последовавшими после формирования угольных пластов $c_6^{1в}$ или c_7 , c_9 — c_9^1 , c_{13} , c_{19} .

В свою очередь циклы 3-го порядка подразделяются на более мелкие циклы 2-го порядка, причем в нижней части макроциклов преобладают регрессивные циклы 2-го порядка, а в верхней — трансгрессивные. Всего в нижнекарбоневой угленосной толще установлено более 100 циклов 1-го порядка, 15 — 2-го, 6 — 3-го и 2 — 4-го, что является следствием проявления периодичности осадконакопления. Это отразилось также в изменении площадей распространения угольных пластов (фиг. 3), развития отложений палеорек, содержания фауны и др.

Краткая характеристика циклов Павлоградско-Петропавловского и Новомосковского угленосных районов Западного Донбасса приведена в табл. 2. Указанный коэффициент трансгрессивности (Ктр) определяется отношением площади распространения морских фаций конца формирования данного цикла 2-го порядка к таковой конца формирования предыдущего цикла этого же порядка. При $K_{тр} > 1$ цикл имеет трансгрессивный характер, при $K_{тр} < 1$ — регрессивный и при $K_{тр} = 1$ — однородный. Анализ данных таблицы показывает, что тип циклов, а также их границы являются едиными для обоих районов.

Циклы самарской свиты Павлоградско-Петропавловского и Новомосковского районов

Циклы 4-го порядка (мегацклы) и их тип	Циклы 3-го порядка (макро-цклы) и их тип	Характеристика циклов 2-го порядка						
		циклы 2-го порядка (мезоцик-лы)	мощность, м	наиболее развитые циклы 1-го порядка и расположенные в них угольные пласты	площадь райо-на, занятого морскими фаши-ями в период максимума трансгрессии (конца цикла), %	коэффици-ент транс-грессив-ности (Ктр)	тип цикла	угольные пла-сты, имеющие большое про-мышленное значение
Павлоградско-Петропавловский район								
C_8-D_1 (трансгрес-сивный)	C_6-D_1 (трансгрессивный)		55—60					
	$c_{18}-C_5$ (трансгрессивный)		45—50	c_{18}	100	1,1	Трансгрессивный	
	$c_{10}-C_4^3$ (трансгрессивный)	c_2	20—25	c_{12}, c_{12}^H	95	1,5	»	
		c_{11}	25—30	c_{11}, c_{11}^H	65	1,4	»	
		c_{10}	15—20	$c_{10}, c_{10}^H, c_{10}^{CP}, c_{10}^B$	45	0,5	Регрессивный	$c_{10}-c_{10}^{CP}$
	c_8-c_9 (регрессивный)	c_9	20—25	c_9, c_9^H, c_9^1	95	1,6	Трансгрессивный	
		c_8	35—45	$c_7^4, c_8, c_8^H, c_8^B, c_8^{1H}$	60	0,7	Регрессивный	$c_8-c_8^H$
C_1-c_6 (регрессив-ный)	$c_4^1-c_6$ (трансгрессивный)	c_7	20—35	$c_6^3, c_6^4, c_7, c_7^H, c_7^B$	90	1,0	Однородный	$c_7-c_7^H$
		c_6^{1B}	30—35	c_6^{1B}, c_6^2	90	1,4	Трансгрессивный	

	c_6	12—15	c_6^3, c_6, c_6^H, c_6^B	65	1,2	»	c_6
	c_6^1	15—25	c_6^1, c_6^2	55	0,8	Регрессивный	c_6^1
	$c_4^1—c_6$	50—55	c_4^1, c_4^3, c_5	65	0,7	»	c_5
	$c_1—c_4$ (регрессивный)	c_4	30—35	c_3, c_4^H, c_4, c_4^B	95	1,3	Трансгрессивный
		$C_1—c_1$	60—70	$c_0^1, c_0^2, c_0^3, c_1, c_1^1, c_2$	75	0,7	Регрессивный c_1

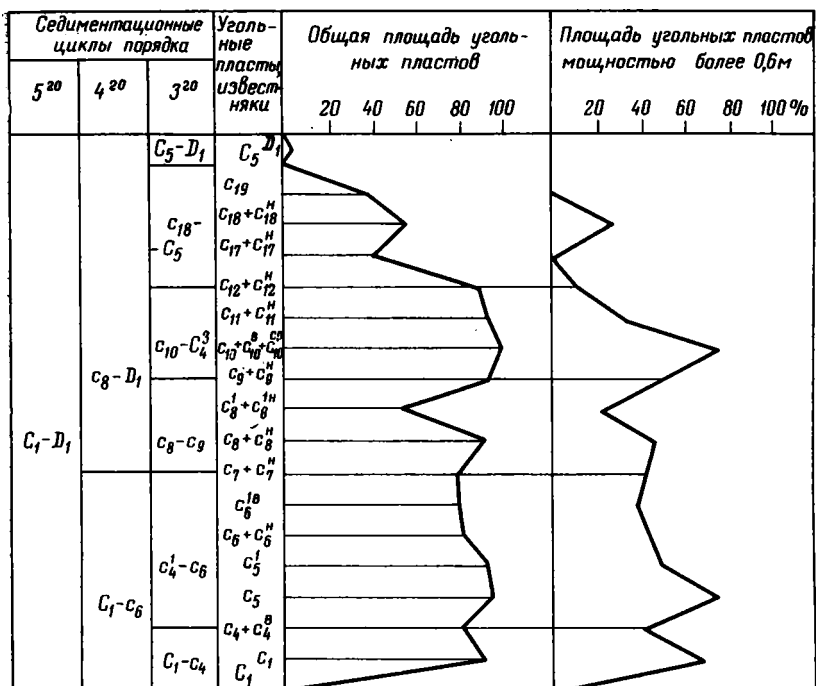
Новомосковский район

$c_8—D_1$ (трансгрессивный)

$C_5—D_1$ (трансгрессивный)		45—60					
$c_{18}—C_5$ (трансгрессивный)	$c_{19}—C_5$	10—12	c_9	100	1,7	Трансгрессивный	
	c_{18}	12—15	c_{18}	54	0,9	Регрессивный	c_{18}
	c_{17}	12—17	c_{17}	60	1	Однородный	
$c_0—C_4^3$ (трансгрессивный)	c_{12}	14—18	c_{12}	60	>1	Трансгрессивный	
	c_{11}	8—12	c_{11}	14	>1	»	
	c_{10}	8—12	c_{10}	—	<1	Регрессивный	c_{10}
$c_8—c_9$ (слабо регрессивный или однородный)	c_9	12—18	c_9, c_9^1	20	1,4	Трансгрессивный	c_9
	c_8	25—35	c_7^4, c_8, c_8^1	14	>1	»	c_7^4, c_8, c_8^1
	c_7	15—18	c_8^3, c_7	5	<1	Регрессивный	

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Циклы 4-го порядка (мегациклы) и их тип	Циклы 3-го порядка (макросциклы) и их тип	Характеристика циклов 2-го порядка						
		циклы 2-го порядка (мезоциклы)	мощность, м	наиболее развитые циклы 1-го порядка и расположенные в них угольные пласты	площадь района, занятого морскими фациями в период максимума трансгрессии (конца цикла), %	коэффициент трансгрессивности (Ктр)	тип цикла	угольные пласты, имеющие большое промышленное значения
C ₁ —с ₆ (регрессивный)	с ₄ ¹ —с ₆ (трансгрессивный)	с ₆ ^{1в}	15—20	с ₆ ^{1в} , с ₆ ² , с ₆ ^{2а}	22	1,9	Трансгрессивный	с ₆ ^{1в}
		с ₆	8—15	с ₅ ³ , с ₆	12	>1	»	с ₆
		с ₆ ¹	8—15	с ₆ ¹	2	<1	Регрессивный	
		с ₄ ¹ —с ₆	15—20	с ₄ ¹ , с ₄ ² , с ₆	25	0,6	»	с ₆
	C ₁ —с ₄ (регрессивный)	с ₄	25—30	с ₄ , с ₄ ^н , с ₄ ^в	44	1,1	Трансгрессивный	с ₄
		C ₁ —с ₁	30—35	с ₀ ¹ , с ₁	40	0,4	Регрессивный	с ₁



Фиг. 3. Распространение угольных пластов самарской свиты на площади. За 100% принята вся территория Западного Донбасса

Исключение представляют циклы 2-го порядка c_7 , c_8 , а также нижняя граница макроцикла c_8 — c_9 . Это связано с тем, что Новомосковский район располагается в приподнятой области Украинского кристаллического щита, характеризовавшейся менее интенсивным прогибанием и тенденцией к поднятиям местности по сравнению с подвижной (активизированной) частью платформы, в пределах которой расположен Павлоградско-Петропавловский район. Обширная трансгрессия моря в восточной части Западного Донбасса, произошедшая в конце формирования цикла c_7 , в Новомосковском районе имела ограниченное развитие. В связи с этим, если в Павлоградско-Петропавловском районе цикл c_7 относится к однородному типу, то в Новомосковском районе он имеет регрессивный характер. Следствием этого и явилось упомянутое выше явление, вполне естественное в природных условиях. Однако, как видно на фиг. 2, это усложнение не изменило общий характер регрессивного развития, завершившегося в циклах $c_6^{1в}$, c_7 . Не привело оно также к изменению типа макроциклов c_4^1 — c_6 (трансгрессивного) и c_8 — c_9 (регрессивного). Следует подчеркнуть, что ранее подобного рода явления, когда один и тот же цикл в разных частях территории имеет неодинаковый тип, были установлены при изучении отложений среднего карбона обнаженной части Донбасса (Жемчужников и др., 1960). Не исключены они также и в Петриковском районе, расположенном в пределах еще более приподнятой части кристаллического щита и ближе к области сноса по сравнению с Новомосковским и Павлоградско-Петропавловским районами. Сравнение циклов угленосной толщи Западного Донбасса с циклами, выделенными ранее А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейном (1963) в пределах испытывавшей более интенсивное погружение площади Южного Донбасса, показало возможность сопоставления циклов высокого порядка на значительных расстояниях и использование их при стратификации разрезов угленосных отложений. Так, Самарский ниж-

ний цикл 4-го порядка разреза Южного Донбасса и слагающие его циклы 3-го порядка C_1 и C_{11} полностью соответствуют мегациклу $C_1—c_6$ Западного Донбасса и слагающим его циклам 3-го порядка $C_1—c_4$ и $c_4^1—c_6$. Подробное изложение этого важного вопроса является темой самостоятельной работы.

Благодаря комплексному изучению фациального состава, цикличности, морфологии угольных пластов в самарской свите удалось выявить наличие определенных связей между цикличностью и угленосностью. Ранее нами отмечалось характерное для нижнекарбоновой угленосной толщи сочленение седиментационных циклов 1-го порядка в юго-западном направлении и их расщепление — в противоположном. Это явление сопровождается также расщеплением угольных пластов и изменением типа углевмещающих циклов.

Большинство линий расщепления циклов имеет северо-западную ориентировку и приурочено к зоне полосовидной формы шириной 20—30 км. Располагается она севернее с. Царичанки, г. Новомосковска и прослеживается через рассматриваемую территорию в северо-западном направлении (см. фиг. 1). Южнее (Петриковский район, западная часть Новомосковского) находится зона слившихся циклов, а севернее (крайняя северная часть Новомосковского, восточная часть Павлоградско-Петропавловского) — зона расщепившихся циклов. В зоне слившихся и расщепляющихся циклов развиты относительно мелководные болотно-лагунные, лагунно-болотные, мелководные лагунные, лагунно-морские циклы, содержащие более мощные и выдержанные пласты угля. Лагунно-морские, морско-лагунные, глубоководные лагунные или морские циклы характерны для зоны расщепившихся циклов. Они вмещают более тонкие угольные пласты, вследствие чего разрез толщи по сравнению с предыдущими зонами отличается меньшей общей и промышленной угленосностью. Такая пространственная связь между циклами и угленосностью — следствие большей приподнятости и меньшей подвижности склона Украинского щита, благоприятствовавших угленакоплению, по сравнению с находящейся северо-восточнее постоянно испытывавшей прогибание областью Днепровско-Донецкой впадины, откуда мигрировало эпиконтинентальное море и где условия для формирования угольных пластов были менее благоприятными.

Изменение общей и промышленной угленосности по разрезу толщи происходит циклически и тесно связано с характером циклов (см. табл. 2, фиг. 3). В общем, нижняя (регрессивная) часть угленосной толщи (цикл $C_1—c_6$) отличается большей угленасыщенностью по сравнению с ее верхней (трансгрессивной) частью. В свою очередь в этих частях толщи наибольшая угленосность свойственна их низам и середине, имеющим также преимущественно регрессивный характер. Связь наиболее высокой угленосности с регрессивными макро- и мегациклами объясняется характерными для времени их образования частыми и продолжительными отступлениями моря и возникновением при этом благоприятных условий для формирования торфяников. Такое циклическое распределение угленосности по разрезу, связанное с условиями формирования угленосной толщи, позволяет выделить определенные зоны развития угольных пластов, имеющих значительный промышленный интерес. Эти зоны соответствуют регрессивным (нижним) или переходным (средним) частям циклов 3-го порядка, сложенным следующими мезоциклами: I зона — $C_1—c_1$; II — $c_4^1—c_5$, c_5^1 ; III — c_6 ; IV — c_9 , c_{10} . Наиболее высокая угленосность характерна для I, II и IV зон.

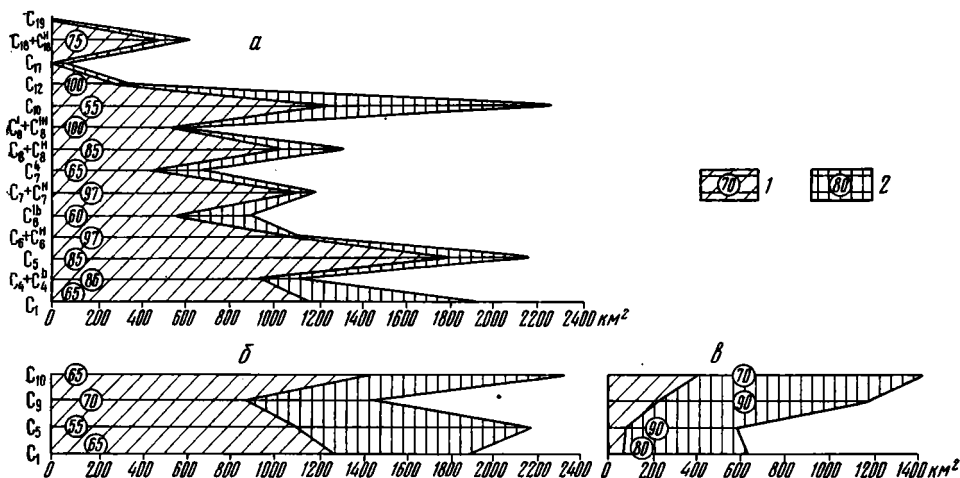
Помимо макро- и мегациклов связь цикличности и угленосности выявлена также для циклов 2-го порядка. Эта зависимость неоднозначна для отдельных районов Западного Донбасса. В Павлоградско-Петропавловском районе (табл. 2) почти все угольные пласты, имеющие значительное промышленное развитие, располагаются в морско-лагунных, лагун-

ных циклах регрессивного или однородного типа. Из 7 пластов лишь один (c_6) приурочен к трансгрессивному циклу. Соотношения меняются в западной части рассматриваемой территории. В Новомосковском районе, характеризующемся по сравнению с Павлоградско-Петропавловским более высокой общей и промышленной угленосностью, большее количество рабочих пластов (7 из 11) располагается в трансгрессивных лагунных, лагунно-морских циклах. Возрастание количества рабочих пластов происходит за счет тех пластов, которые в восточной части Западного Донбасса находились в циклах трансгрессивного типа и не имели промышленного значения (пласты c_4 , c_6^{1b} , c_7^4 , c_8^1 , c_9). В результате этого явления в Новомосковском районе по сравнению с Павлоградско-Петропавловским значительное развитие приобретают пласты, залегающие в верхней (трансгрессивной) части самарской свиты². Таким образом, смещение промышленной угленосности к западу характерно не только для отдельных трансгрессивных циклов, но и в целом для всей трансгрессивной части толщи.

Отсутствие единой для всех районов зависимости угленосности от характера мезоциклов, по нашему мнению, объясняется различной их близостью к морю. Так в Павлоградско-Петропавловском районе из-за значительной глубины водоемов, на которых селились растения, кратковременности периодов торфонакопления, условия для формирования промышленных угольных пластов возникали лишь при значительных отступлениях моря. В пределах более удаленных от моря Новомосковского и Петриковского районов, занимавших по отношению к Павлоградско-Петропавловскому несколько более высокое гипсометрическое положение, морские регрессии, напротив, вызывали осушение торфяников, подсыхание и разрушение органической массы. В этих районах благоприятные для роста и захоронения торфяников условия существовали чаще при трансгрессиях моря, чем при его регрессиях. Иными словами, если в восточной части Западного Донбасса для формирования рабочих угольных пластов необходимо было осушение местности, то для западной части предпочтительнее было ее обводнение. Этим объясняется не только приуроченность промышленных пластов угля к регрессивным циклам в Павлоградско-Петропавловском районе и к трансгрессивным в Новомосковском, но также неодинаковое промышленное значение одного и того же пласта в разных районах Западного Донбасса и смещение к западу промышленной угленосности в трансгрессивных циклах.

Зависимости между типом циклов и степенью развития угольных пластов, установленные для макроциклов, присущи и циклам 1-го порядка. Для последних выявлены также связи между мощностью пластов угля и фаціальным составом регрессивной и трансгрессивной частей вмещающих их циклов. Как следует из фиг. 4, подпочвой пластов мощностью более 0,6 м преимущественно являются фации мелководные: заболоченных приморских низменностей, приморских озер, мелких лагун, причем эта зависимость характерна не только в целом для всей территории Западного Донбасса, но и для отдельных его районов. Напротив, подпочвой пластов мощностью менее 0,6 м в основном являются фации более глубоководные: относительно глубоких лагун, моря. Установлена также зависимость мощности угольных пластов от фаціального состава трансгрессивной части циклов. В кровле пластов мощностью более 0,6 м преимущественно располагаются отложения мелких лагун, заболоченных приморских низменностей (фиг. 4). Кровлей пластов мощностью менее 0,6 м в основном являются более глубоководные фации переходной и морской групп (относительно глубоких лагун и моря).

² По-видимому, такая же зависимость характерна и для Петриковского района, где в сохранившейся от размыва части толщи из 9 пластов 4 находятся в трансгрессивных и однородных циклах.



Фиг. 4. Фациальный характер подпочвы и кровли угольных пластов: а — подпочвы пластов мощностью более 0,6 м; б — кровли пластов мощностью более 0,6 м; в — кровли пластов мощностью менее 0,6 м; 1 — фации заболоченных приморских низменностей, приморских озер, мелких лагун; 2 — фации относительно глубоких лагун, моря. В кружке — площадь развития фаций, % от суммарной площади распространения пласта

В этом случае данная зависимость проявляется четче, чем в предыдущем. Установленные зависимости еще раз подчеркивают связь промышленного угленакпления с мелководными обстановками. На материале изучения ряда угольных пластов Т. Н. Кривегой и Л. Н. Шаравой намечена зависимость между характером циклов и качеством углей. Пласты, расположенные в регрессивных циклах, характеризуются несколько большей зольностью, меньшей сернистостью и восстановленностью по сравнению с пластами, находящимися в трансгрессивных циклах. Таким образом, в Западном Донбассе зависимость качества и типов углей с условиями осадконакопления имеет тот же характер, что и в других частях Донбасса (Тимофеев, 1952; Иносова, Теофилова, 1962).

Установлено также наличие связи между мощностями угольных пластов и вмещающих их циклов. Пласты мощностью более 0,6 м и имеющие наибольшее промышленное развитие, как правило, приурочены к циклам, характеризующимся относительно постоянной мощностью (в среднем 4—9 м). Эти циклы отличаются также несколько повышенной мощностью (1—3 м) болотных осадков в подошве угольных пластов. Циклы, мощность которых значительно больше или меньше вышеуказанной, обычно вмещают более тонкие пласты угля. В подошве этих пластов располагаются осадки болот несколько меньшей мощности (0,6—1,5 м). По сравнению с другими угленосными формациями (Гуревич, 1970; Н. В. Иванов, 1963; Г. А. Иванов, 1967; Кучеренко и др., 1967; Македонов, 1965) в верхневизейской угленосной толще Западного Донбасса наиболее оптимальные для роста торфяников условия существовали при сравнительно небольших амплитудах колебательных движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлены литогенетические типы, фации и подфации верхневизейской угленосной толщи. Важным моментом является дробное расчленение фации лагун и выделение осадков подводных гряд. По сравнению с угленосной толщей среднего карбона Донбасса в самарской свите выявлено более ограниченное развитие аллювиальных, подводнодельтовых и морских фаций при весьма широком распространении отложений лагун.

2. Осуществлено расчленение свиты на осадочные циклы. Установлено более 100 циклов 1-го порядка, 16 — 2-го, 6 — 3-го и 2 — 4-го. Благодаря построению многочисленных крупномасштабных палеогеографических карт и фациальных профилей выявлены особенности распространения и изменения циклов в разрезе и на площади. При этом подтвердилась справедливость установленных А. П. Феофиловой (1954), А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейном (1963) принципов выделения и типизации циклов разного порядка и возможность использования их для сопоставления разрезов угленосных отложений, а также для выявления связей между фациальным составом, цикличностью и угленосностью. Выявлению этих связей (особенно в площадном отношении) способствовало специальное изучение морфологии угольных пластов, дополняющее существенно фациально-циклический анализ самарской свиты.

3. Расщепление циклов и угольных пластов происходит в северо-восточном направлении и имеет зональный характер. Наиболее мощные и выдержанные пласты угля располагаются в зоне слившихся и расщепляющихся мелководных циклов в Петриковском, Новомосковском и западной части Павлоградско-Петропавловского района.

4. Регрессивные макро- и мегациклы более угленасыщены по сравнению с трансгрессивными. Установлены 4 зоны развития пластов угля, имеющие значительный промышленный интерес и соответствующие регрессивным или переходным частям циклов 3-го порядка. В восточной части Западного Донбасса почти все промышленные пласты располагаются в регрессивных циклах 2-го порядка. В Новомосковском районе большее количество рабочих пластов приурочено к трансгрессивным циклам. В связи с этим на площади Западного Донбасса происходит смещение к западу промышленной угленосности в верхней (трансгрессивной) части самарской свиты.

5. Пласты рабочей мощности располагаются в циклах, регрессивные и трансгрессивные части которых преимущественно представлены мелководными фациями. Пласты, расположенные в регрессивных циклах, более зольные, менее сернистые и восстановлены по сравнению с пластами в трансгрессивных циклах. Угольные пласты, имеющие наибольшее промышленное развитие, приурочены к циклам, характеризующимся относительно постоянной мощностью, в среднем равной 4—9 м.

Выявленные связи между цикличностью и угленосностью отражают особенности формирования самарской свиты и представляют значительный интерес для прогноза угленосности неразведанных площадей Западного Донбасса.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д. Е. Стратиграфия и палеогеография нижнего карбона Западного сектора Большого Донбасса. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Алымов Д. Ф., Широков А. З., Кучеренко М. Т., Сокольская А. В. Литолого-фациальная характеристика свит. Закономерности угленакопления на территории Западного Донбасса. М., Госгортехиздат, 1963.
- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Бердюкова М. Д., Иносова К. И., Ищенко А. М. Атлас углей нижнего карбона Донецкого бассейна. М., «Наука», 1964.
- Ботвинкина Л. Н. О начале циклов осадконакопления в угленосной толще. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 3.
- Гуревич А. Б. О связи угленосности продуктивной толщи северной части Тунгусского бассейна с ритмичностью осадконакопления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ. — Тр. ИГН АН СССР. М., Угольн. серия, № 2, 1947, в. 90.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений. — Тр. Лабор. геол. угля, Л., 1956, в. 5.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. Л., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимо-

- феева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1, 2.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1959, 1960, в. 15.
- Иванов Н. В. О связи угленосности с особенностями фациально-геотектонических ритмов осадконакопления.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 5.
- Иванов Г. А. Угленосные формации (Закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л., «Наука», 1967.
- Иносова К. И., Феофилова А. П. Связь типов углей с общими условиями осадконакопления в Донецком бассейне.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7.
- Кучеренко М. Т., Сокольская А. В. Литолого-фациальная характеристика верхневизейской угленосной толщи западного сектора Большого Донбасса.— Геол. ж., 1960, т. 20, в. 6.
- Кучеренко М. Т., Пожидаев С. Д., Рудометов Б. П. О зависимости между мощностями циклов и угольных пластов в карбоне Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 4.
- Македонов А. В. Угленосность, угли и угольные пласты. Общая характеристика. История угленакопления в Печорском бассейне. Л., «Наука», 1965.
- Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
- Феофилова А. П. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 5.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, в. 73.
- Хмарский Н. З., Кучеренко М. Т., Сокольская А. В., Танатар-Бараш З. И. Литолого-фациальные особенности каменноугольных отложений западного продолжения Донбасса.— Тр. Лабор. геол. угля. Л., 1956, в. 5.
- Широков А. З. Нижний карбон северо-западного продолжения Донбасса и его угленосность.— Тр. Лабор. геол. угля. Л., 1956, в. 6.

ЦНИЭИуголь
Москва

Дата поступления
1.IX.1970

УДК 552.14 : 552.124.4 (477.62)

КОНКРЕЦИИ В ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВАХ ПЕРМО-КАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА И ИХ СВЯЗЬ С КЛИМАТОМ

А. П. ФЕОФИЛОВА

Приводятся специфические особенности микро- и макроконкреционных образований в древних почвах, формировавшихся в заведомо различных ландшафтно-климатических обстановках. Доказывается, что химико-минералогический состав, форма, размеры и строение почвенных конкреций тесно связаны с климатическим фактором и могут быть использованы для реконструкции палеоклиматической зональности.

Постепенная аридизация климата, по мере перехода от угленосных отложений нижнего и среднего карбона Донецкого бассейна к соленосным отложениям нижней перми, проявляется в целом ряде литологических признаков. Сравнение их в одноименных фациях позволило выделить три палеоклиматические обстановки: гумидную, гумидную засушливую и слабоаридную. При этом оказалось, что особенно богатую информацию можно извлечь из пород, затронутых процессом почвообразования (Феофилова, 1966, 1971).

В соответствии с этим изучены ископаемые серые почвы из продуктивных свит нижнего и среднего карбона, слабоугленосных интервалов верхнего карбона, формировавшиеся в гумидной обстановке, пестроцветные почвы безугольных интервалов верхнего карбона гумидной засушливой обстановки и красноцветные почвы из картамышской свиты нижней перми (P_1^{qr}) слабоаридной обстановки. Во всех этих почвах установлены элювиально-иллювиальные горизонты (А, В), своеобразие морфологии и химико-минералогического состава которых и, в частности, содержащихся в них конкреционных образований тесно связано с положением почвы в различных климатических зонах.

Вверх по стратиграфическому разрезу, в направлении от гумидной обстановки к слабоаридной, наблюдается неуклонное падение содержания железистого компонента карбонатных конкреций и нарастание магниевого и кальциевого (табл. 1). Этому соответствует переход от чистого сидерита, иногда с небольшой примесью анкерита, через доломит — анкерит к доломиту с примесью анкерита. В картамышской свите (P_1^{qr}), отложившейся в слабоаридной обстановке, изредка встречаются только очень мелкие (диаметром не более 1 см), чисто кальцитовые конкреции. Гораздо шире в этой обстановке развиты окисно-железистые микроконкреции диаметром менее 1 мм, состоящие из более или менее раскристаллизованных и обезвоженных гидроокислов железа с примесью органического геля. Форма их чаще изометричная, реже удлинённая (фигура).

Не менее закономерные и совершенно тождественные изменения состава карбонатных конкреций наблюдаются в почвах из продуктивной

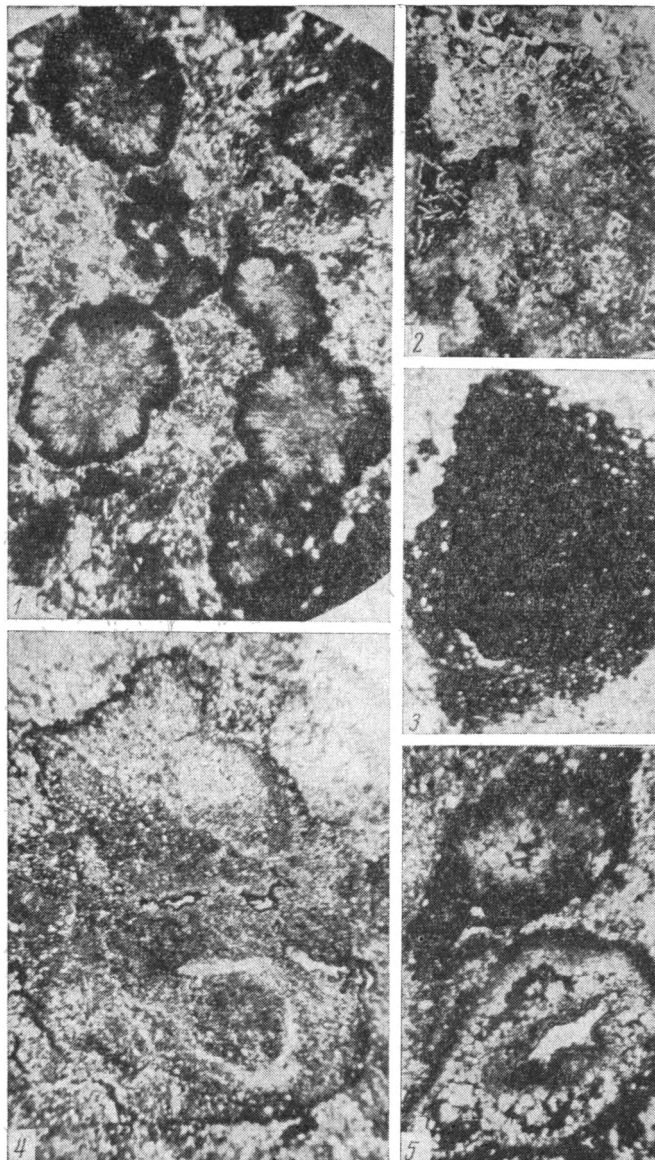
Состав конкреций из почв различных палеоклиматических обстановок

Обстановка	Возраст	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Число образцов	Угольные пластины	Минеральный состав	Форма, размер
Слабоокридная	R ₁ ^{qг}	96,8	3,2	0	0	1	Нет	Кальцит	Очень мелкие, агрегатные
Слабоокридная—засушливая	R ₁ ^{qг} —C ₃	55,8	33,8	10,4	Не опр.	2	»	Доломит, участками анкерит	Мелкие, типа «журавчиков»
Засушливая	C ₃	56,8	19,2	26,7	3,0	2	»	Доломит-анкерит	То же
Засушливая—гумидная	C ₃	19,0	11,8	62,6	6,6	2	Нет или нерабочие	Анкерит-сидерит	Неправильно-желвачные и корневидные
Гумидная	C ₂ —C ₁	5,4	11,0	81,6	2,1	6	Есть	Сидерит с примесью анкерита	Трубочатые, корневидные, неправильно-округлые или линзовидные

свиты C₂⁶ в пределах Новгородовского района. Как известно, аридизация климата в Донбассе надвигалась с запада, со стороны Днепровско-Донецкой впадины. В Новгородовском районе, расположенном в западной части открытого Донбасса, в период формирования свиты C₂⁶ по всем признакам был несколько более засушливый климат. Как и в верхнем карбоне более восточных районов, периоды засушливости здесь были вначале относительно кратковременны, что обусловило чередование в разрезе свиты типично гумидных и слабозасушливых условий с преобладанием первых. Конкреционные образования оказались исключительно чувствительными к этим изменениям, давая всю гамму переходов от чистых сидеритов к сложному кальцит—доломит-анкеритовому составу, как это видно из табл. 2. При этом состав почвенных конкреций опять-таки очень хорошо согласуется с комплексом других литогенетических признаков, в частности с появлением и нарастанием пестроцветности, давая количественное выражение сравнительно незначительным климатическим изменениям. Нижний ряд чисел в табл. 2 отвечает почве, образовавшейся по всем признакам в обстановке, весьма близкой к засушливой обстановке верхнего карбона (см. табл. 1).

Специфические особенности строения почвенных конкреций определяются их связью с корневыми остатками, исключительно широким развитием сферолитов и ярко выраженным процессом агрегирования микроконкреций в макроформы.

Связь конкреций с корневыми остатками наблюдается во всех обстановках, но проявляется различно в зависимости от степени минерализации конкреций и интенсивности разложения растительного материала. В наибольшей мере она выражена в почвах из свиты C₂⁶ в западном (Новгородовском) районе. Развитые здесь почвенные конкреции, как правило, слабо минерализованы, плохо отделяются от вмещающей породы. Образование их сводилось к замещению довольно крупных слабо разложившихся корешков и позднему сравнительно слабому стяжению карбонатного вещества, с захватом большого количества алевроитоглинистого материала. С этим, очевидно, и связано наследование конкрециями формы корневых остатков, весьма характерной для этой обстановки. В шлифах можно наблюдать реликты клеточной структуры ра-



Микрофотографии конкреций в почвах пермо-карбонových отложений Донбасса
 1 — сферолиты сидерита в оболочке из пиритизированного органического вещества; Гумидная обстановка, $\times 160$, ник. ||. 2 — конкреция, сложенная зонарными ромбоэдрами доломита; черное вещество в периферической части конкреции, в трещинах центральной части и в середине некоторых ромбоэдров — гидроокислы железа; засушливая обстановка; $\times 30$, ник. ||. 3 — окисно-железистые микростяжения и мелкие конкреции с примесью органического вещества, хорошо заметного в периферической, менее плотной части; засушливая обстановка, $\times 20$, ник. +. 4 — слияние карбонатных микростяжений в оболочке из органического вещества с примесью гидроокислов железа. Внутри отдельных микроконкреционных образований видны концентры из карбоната различной размерности; засушливая обстановка; $\times 30$, ник. ||. 5 — слияние карбонатных микростяжений в оболочках из гидроокислов железа, слагающих также концентры внутри отдельных стяжений. Конкреционные образования состоят из зонарных ромбоэдров доломита; центральные части некоторых ромбоэдров анкеритовые; в ядре наиболее крупного стяжения — аутигенный кремнезем; засушливая обстановка, тяготеющая к слабоаридной; $\times 72$, ник. ||.

стительной ткани и выполнение карбонатом отдельных клеток; в продольном сечении корневидной конкреции видно чередование карбонатного и слабо разложенного органического вещества; в поперечном срезе — многократное чередование по извилистым концентрм реликтов обугленной, участками пиритизированной растительной ткани и карбонатного материала, причем в направлении к внешней части конкреций прогрессивно нарастает примесь алевроито-глинистого материала.

Т а б л и ц а 2

Состав конкреций из почв свиты C_2^6 гумидной обстановки в западном районе

Обстановка	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	Число образцов	Угольные пласты	Минеральный состав	Форма
Гумидная	8,7	4,5	86,2	0,6	4	Есть	Сидерит	Корневидные, неправильно-овальные
(Новгородовский район с признаками слабой засушливости) ↑ Нарастание засушливости на площади	17,4	9,4	72,8	0,9	1	»	Сидерит-анкерит	Корневидные
	14,9	26,0	58,8	0,3	1	»	Анкерит-сидерит	»
	29,6	16,1	53,7	0,7	1	»	Анкерит, сидерит, доломит	»
	66,0	5,6	27,5	0,9	1	Нет	Анкерит-доломит и кальцит, участками железистый	Неясно корневидные

В гумидной обстановке корневые остатки в почвах более интенсивно гелифицированы, а степень минерализации конкреций выше. В результате здесь в значительно большей степени осуществлялась тенденция к образованию более или менее изометричных форм, вплоть до округлых. Морфологически такие конкреции отличаются также большей плотностью, более темной окраской и четкими контурами, легко отделяясь от вмещающей породы.

В наименьшей степени связь конкреций с корневыми остатками проявляется в засушливой обстановке верхнего карбона. Здесь преобладают мелкие (не более 2 см, чаще — мелче) изометричные конкреции с неправильной бугристой поверхностью, подобные «журавчикам» в современных черноземных почвах, но существенно отличного, преимущественно доломитового состава. Однако под микроскопом внутри этих конкреций всегда можно обнаружить обрывки корешков, замещенных карбонатным материалом, а также концентры, сложенные гелифицированным органическим веществом с примесью гидроокислов железа, и эти особенности внутреннего строения сближают их со значительно более крупными корневидными конкрециями западного (Новгородовского) района. Специфические же особенности верхнекарбонных конкреций связаны с более засушливым климатом, обусловившим интенсивное разрушение растительной ткани (вплоть до полной минерализации в аэробных условиях), что, с другой стороны, определило более значительную роль гидроокислов железа, вплоть до образования здесь чисто окисных микроорштейнов.

По мере удлинения и усиления засушливых периодов в верхнем карбоне роль растительного материала в составе конкреций сокращается, а гидроокислов железа — увеличивается. Одновременно сокращается роль анкерита и появляются, все более расширяясь, участки, сложенные кальцитом. При этом анкерит сохраняется в более мелких конкрециях (уже на грани перехода их в микрообразования), содержащих реликты органического материала (очень мелкие обугленные растительные остат-

ки, либо более или менее раскристаллизованные железогуматы). Подобные микроконкреции, преимущественно анкеритового состава, обнаруживаются иногда даже в низах свиты P_1^{gr} , в почвах среди типичных отложений слабоаридной обстановки.

Сферолиты как форма выделения карбоната и материал для образования микро- и макроконкреций очень характерны для почв гумидной обстановки, где они сложены чистым сидеритом. Не менее половины почвенных конкреций представляют здесь результат стяжения сферолитов сидерита, либо сцементированных разномзернистым сидеритом, либо совершенно плотно слившихся; иногда центральные участки таких конкреций перекристаллизованы и контуры отдельных сферолитов неразличимы.

В некоторых почвах из более засушливого Новгородовского района сферолиты сидерита имеют оболочки из органического материала, по которым обычно развит пирит. Иногда по органической оболочке развита вторая — из пелитоморфного микрозернистого сидерита или анкерита. Аналогичные оболочки встречаются и в почвах верхнего карбона из переходной обстановки от гумидной к засушливой, т. е. в условиях, близких к существовавшим в свите C_2^6 в Новгородовском районе. В шлифах из почв, формировавшихся в подобных слабозасушливых условиях, можно наблюдать также выполнение сферолитами сидерита растительных клеток. Другой характерной особенностью этих почв является наличие в них, наряду с сидеритовыми, сферолитов сложного анкерит-сидеритового и чисто анкеритового состава.

В почвах типичной засушливой обстановки верхнего карбона сферолиты не встречены, но в слабоаридной обстановке, в единичных почвах из низов свиты P_1^{gr} мелкие кальцитовые конкреции также сложены преимущественно сферолитами очень малого диаметра.

Сферолитовые конкреции являются ярким примером агрегатного, чаще всего даже сложноагрегатного строения: макроконкреция состоит из более или менее слившихся округлых микроконкреций, каждая из которых сложена в свою очередь агрегатом сферолитов. В засушливой обстановке конкреции типа «журавчиков» также имеют, как правило, агрегат-

Таблица 3

Изменения химического состава конкреций вдоль почвенного профиля

Обстановка	Возраст	Глубина по профилю, м	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	Угольные пласты
Гумидная	C_1^3	1,1	7,8	6,3	83,5	2,7	C_2
		1,3	4,3	12,5	81,0	2,7	C_2
		1,4	3,7	20,7	73,7	1,8	C_2
Гумидная с признаками слабой засушливости (Новгородовский район)	C_2^4	0,2	29,5	16,1	53,7	0,7	Нет
		0,6	66,0	5,6	27,5	0,9	»

ное строение — сложены из отдельных микроконкреций, окаймленных оболочкой из железоорганического материала, часто с примесью глины.

Детальное изучение ряда ископаемых почв показало, что во всех обстановках почвенные конкреции занимают определенное место в почвенном профиле, строго приурочиваясь к илювиальному горизонту (В). Соответственно, в гумидной обстановке они занимают примерно среднюю часть профиля. В случаях достаточной мощности конкреционного горизонта можно подметить закономерные изменения состава конкреций (табл. 3). Как видно, снизу вверх по профилю по мере прибли-

жения к перекрывающему почву угольному пласту нарастает содержание FeCO_3 и падает содержание MgCO_3 . Это отвечает увеличению роли сидерита за счет анкерита.

Еще более резкие изменения наблюдаются в безугольных почвах Новгородовского района с наиболее ярко выраженными (для этого района) признаками засушливости (табл. 3). Снизу вверх по профилю содержание FeCO_3 увеличивается в два раза, MgCO_3 — почти в три раза, а содержание CaCO_3 уменьшается более чем в два раза. Это отвечает исчезновению кальцита, появлению сидерита и увеличению роли анкерита за счет доломита.

Аналогичные изменения наблюдаются и в верхнем карбоне, причем в типичной засушливой обстановке конкреционный горизонт смещается кверху вследствие движения почвенных растворов в засушливые периоды снизу вверх по профилю, как это имеет место в соответствующих условиях современных почв. При этом в самом верхнем горизонте почвы карбонатные конкреции уступают место окисно-железистым микроортштейнам.

Особенности почвенных конкреций из различных обстановок связаны со всем комплексом признаков, характеризующих почвенный профиль в целом и определяющих принадлежность его к той или иной генетической группе.

Так, в гумидной обстановке макро- и микроконкреции из сферолитов сидерита оказались приуроченными к интенсивно выщелоченным почвам с отношением суммы щелочных и щелочно-земельных элементов в верхнем горизонте А к таковой горизонта С (исходная порода), равным 0,7. Это хорошо согласуется с данными Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьева (1937), получавших сферолиты (и оолиты) опытным путем добавлением соды в растворы хлористых Са, Mg, Fe и некоторых других элементов. Образовавшиеся из аморфного осадка сферолиты оказались эфемерными — быстро переходили в кристаллы, но, будучи изолированными от питательного раствора, приобретали устойчивость. Подобную изоляцию в естественных условиях, очевидно, обеспечивал интенсивно-промывной режим данных почв.

Отсутствие сферолитов в почвах засушливой обстановки можно связывать как с очень слабым выщелачиванием, периодически сменявшимся, наоборот, накоплением в горизонте А щелочей и щелочных земель, так и с отсутствием, по данным тех же авторов, резко выраженной и устойчивой сферолитовой фазы при осаждении MgCO_3 как в чистом виде, так и в смеси с CaCO_3 . Повышение Eh и pH к тому же само по себе не благоприятствует устойчивому сферолитообразованию.

Появление мелких сферолитовых конкреций из кальцита в низах картамышской свиты P_1^{af} подтверждает большую способность к сферолитообразованию кальцита сравнительно с доломитом, преобладающим в засушливой обстановке верхнего карбона. Кроме того, в этой пермской почве с очень мелкими кальцитовыми конкрециями отмечается повышенный вынос щелочей и щелочных земель из горизонта А сравнительно с типичными почвами засушливой обстановки.

Высказываемое указанными авторами предположение о том, что слияние сферолитов происходит в процессе их роста в результате соприкосновения полуколлоидальных сфер, нашими данными не подтверждается. Неоднократно наблюдались почвы, содержащие разрозненные сферолиты по всему профилю и даже в подстилающих породах, слияние же их в конкреции, как и обволакивание гелифицированным органическим веществом, всегда приурочено к иллювиальному горизонту средней части профиля. При этом наряду с оболочками вокруг отдельных сферолитов можно видеть и оболочки, обнимающие несколько слившихся сферолитов.

Таким образом, процесс агрегации сферолитов и обрастания оболочками из органического вещества, несомненно, происходил позднее образования отдельных сферолитов и был тесно связан со зрелым почвообразованием. С другой стороны, выполнение отдельными сферолитами растительных клеток разлагавшихся корешков свидетельствует о том, что и их образование нельзя полностью отрывать от почвообразования, хотя бы в его начальной стадии.

В незрелых почвах количество и размеры конкреционных образований резко сокращаются вплоть до полного исчезновения.

Во всех обстановках образование конкреций несет признаки стадийного развития, отражающего, по-видимому, чередование стадий гидроморфного и автоморфного развития почв. Это проявляется в сложном компонентном и явно разновременном составе большинства конкреций, а также в соотношении отдельных его агрегатов.

Так, в гумидной обстановке анкеритовые каемки вокруг органических оболочек на сферолитах сидерита, выполнение тонкозернистым анкеритом трещин и корневых каналов в пелитоморфном сидерите, свидетельствуют о более позднем образовании анкерита сравнительно с сидеритом.

В засушливой обстановке анкерит находится в сложных сочетаниях с доломитом. В условиях относительно слабого проявления засушливости кристаллы анкерита и доломита одинаковой микрзернистой размерности, в виде мелких пятен неопределенных очертаний, вызывают представление об одновременности (в геологическом смысле) их образования. Встречающиеся на этом фоне округлые ооиды чистого доломита в оболочке из обугленного растительного материала, как бы «запечатавшей» доломит и предохранившей его от проникновения железа, говорят в пользу более позднего образования анкерита. Об этом же свидетельствует явная приуроченность анкерита в типичной засушливой обстановке к скоплениям гелифицированных корневых остатков и резкое преобладание доломита вдали от них. С усилением засушливости, в обстановке, переходной к слабоаридной, ромбоэдри доломита иногда имеют зонарное строение, с центральной частью, представленной анкеритом; подобные ромбоэдры приурочиваются к центральной части микроагрегатов, слагающих конкреции, и разрезаются в направлении их периферии. Здесь анкерит представляет, возможно, более раннее образование сравнительно с доломитом.

В других случаях среди преимущественно доломитового состава конкреций встречаются участки, сложенные мелкими темно-бурыми комочками. При больших увеличениях видно, что комочки представляют отдельные зерна или агрегаты зерен анкерита, развившегося явно по ромбоэдрам доломита. Как отдельные зерна, так и их агрегаты заключены в плотные раскристаллизованные оболочки из окислов железа с примесью органического вещества. К участкам их развития приурочены мелкие обрывки обугленной растительной ткани. Эти анкеритовые агрегаты диаметром в десятые доли миллиметра, «запечатанные» в химически инертных оболочках, по всем признакам представляют более раннее образования сравнительно с кальцито-доломитовым составом конкреции в целом. Их можно рассматривать как отражение стадии гидроморфного развития почвы с достаточно высоким уровнем грунтовых вод. Широкое развитие доломита относится, очевидно, к более поздней стадии прогрессировавшего осушения и снижения уровня грунтовых вод, вплоть до возможного отрыва их от почвенного профиля и последовавшей автоморфной фазы почвообразования.

Закономерные изменения химико-минералогического состава почвенных конкреций допускают более дробное подразделение климатических обстановок; при этом выделенные по конкрециям переходные обстановки находят подтверждение в особенностях литогенетических типов пород почвенных профилей и положении почв в вертикальном разрезе.

Дальнейшее изучение почвенных конкреций, в связи с исследованиями почвенных профилей в целом, представляется весьма перспективным для реконструкции деталей палеоландшафтов и климатических обстановок.

ЛИТЕРАТУРА

- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В., К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1937, т. 15(4).
Феофилова А. П. Переход угленосных отложений в соленосные в Западном Донбассе.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 140.
Феофилова А. П. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбоновых отложений Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
14.XII.1970

УДК 550.4 : 546.683 : 553.32 (479)

ГЕОХИМИЯ ТАЛЛИЯ В ЧИАТУРСКОМ МАРГАНЦЕВОРУДНОМ БАССЕЙНЕ

Н. Т. ВОСКРЕСЕНСКАЯ

Рассмотрены особенности распространения таллия в разрезах олигоценовой толщи по площади Чиатурского бассейна и установлена приуроченность повышенных концентраций этого элемента к карбонатным рудам и окисным, образовавшимся по первично-карбонатным, преимущественно псиломелановым, при весьма низких содержаниях в первично-окисных (манганитовых) рудах. Геохимические особенности распределения таллия в разрезе разных фациальных зон полностью подтверждают представления Н. М. Страхова с сотрудниками (1968) о механизме и условиях образования месторождения

Настоящая работа — часть выполненного нами исследования по изучению распределения и форм нахождения таллия в марганцевых рудах ряда месторождений СССР разного генезиса. Описанные до этого довольно высокие концентрации таллия в марганцевых рудах связаны с вулканогенно-осадочными и гидротермальными месторождениями (Воскресенская, Усевич, 1957; Воскресенская, Соболева, 1961; Hewett a. oth., 1963; Hewett, 1966). Кроме того, известны неопубликованные данные В. И. Орбеладзе о присутствии таллия в рудах Чиатурского бассейна. Однако эти данные, полученные в результате ревизионных работ на редкие элементы, не носили характера направленного геохимического исследования и не могли пролить свет на условия концентрации или рассеяния элемента, формы нахождения в рудах и многие другие аспекты его геохимии в осадочном марганцеворудном процессе.

Поэтому перед нами стояли задачи более полного и систематического изучения распределения таллия в разрезах олигоценовой рудной толщи по площади месторождения с учетом существующей минералогической зональности, представлений об источнике рудного вещества и генезисе месторождения.

Как известно, по поводу генезиса Чиатурского месторождения имеются две противоположные точки зрения. Большинство (Бетехтин, 1937; Бетехтин и др., 1964; Страхов, Штеренберг, 1965; Страхов и др., 1968) исследователей относит его к типично осадочным, и расхождения касаются только вопроса об источнике рудного компонента. Недавно Г. С. Дзоценидзе (1965) высказал гипотезу о гидротермальном происхождении рудного марганца, связанном с послеверхнеэоценовыми эффузиями. Кроме того, существуют также разные взгляды на механизм образования чиатурских руд, причины наблюдаемой ныне минералогической зональности и другие генетические особенности месторождения.

Мы не имеем возможности останавливаться специально на этих вопросах, особенно в связи с достаточно полным освещением в нашей литературе дискуссии о генезисе чиатурских руд (Страхов, Штеренберг, 1965; Дзоценидзе, 1965; Страхов и др., 1968), и будем обращаться к той

или иной концепции при рассмотрении геохимии таллия в Чиатурском бассейне.

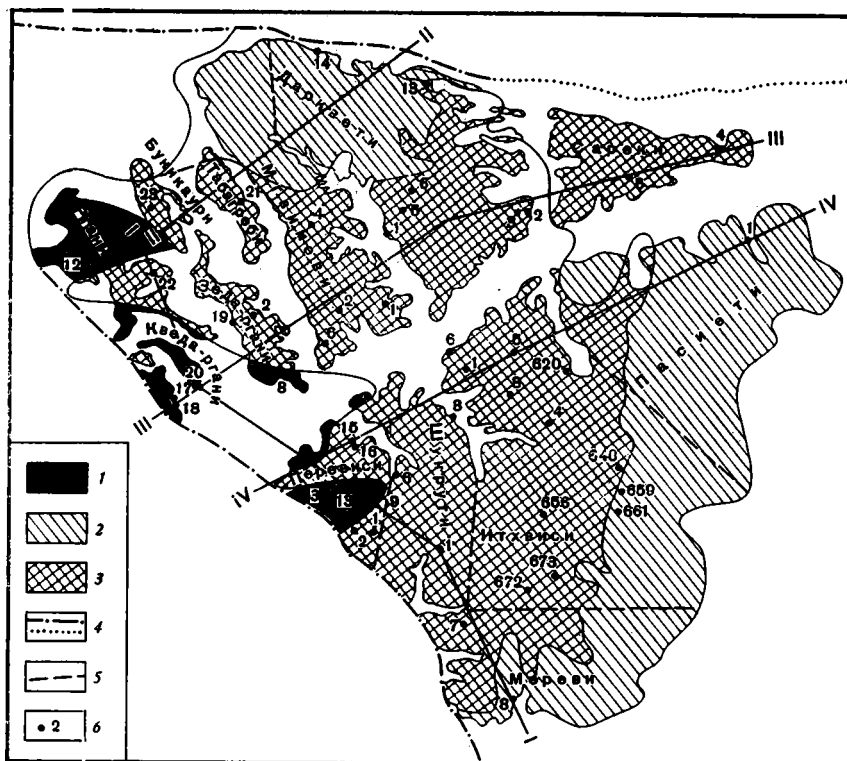
Чиатурское месторождение, локализующееся на стабильной Грузинской глыбе в пределах северной периферии Дзирульского кристаллического массива, по своему строению и минеральному составу типично осадочное. Подрудный горизонт песков залегает трансгрессивно на известняках верхнего мела. На нем согласно лежит рудный горизонт, состоящий из нижней рудной пачки преимущественно окисных руд и верхней пачки карбонатных руд. Эти две пачки по всему месторождению разделяет тонкий прослой песчаника с пиритом и глаукоцитом в центральных частях месторождения и окислами и гидроокислами железа на его юго-западных участках и по периферии в местах выхода рудного горизонта на дневную поверхность. Этот прослой является маркирующим и свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий рудообразования на всей территории месторождения. С юго-запада на северо-восток, т. е. от прибрежной к глубоководным частям бассейна, происходит смена окисных руд карбонатными, причем в верхней пачке она идет на более коротком расстоянии, чем в нижней. Поэтому только на нагорьях Ргани, Буникаури, Табагреби и части нагорья Перевиси, т. е. участках, примыкающих к предчокракскому сбросу, весь разрез рудного горизонта представлен окисными пиролюзит-псиломелановыми рудами. По мере углубления бассейна в верхней пачке развиваются карбонатные руды, а в нижней — манганитовые (бурая белта), которые еще дальше на восток сменяются карбонатными. Схематически минералогическая зональность на месторождении показана на схеме (фиг. 1), заимствованной из монографии Н. М. Страхова с сотр. (1968).

Согласно представлениям А. Г. Бетехтина и грузинских геологов (Бетехтин и др., 1964), минералогическая зональность возникла на стадии осадкообразования и отражает смену кислородного режима на разных участках и глубинах моря. Поэтому они считают, что окисные руды юго-западных, прибрежных частей месторождения первично-окисные, а окисленные руды образуются только в местах выхода рудного пласта на дневную поверхность.

Н. М. Страхов с сотр. (1968) полагают, что первично-осадочными рудами нижней пачки были руды типа полиперманганитов (псиломеланов), которые после захоронения и углубления бассейна в результате развития восстановительных процессов, связанных с разложением органического вещества, переходят в зоне ближнего выклинивания в манганитовую, в зоне дальнего выклинивания — карбонатную фации. Руды же верхней пачки, отлагающиеся в условиях углубления бассейна (трансгрессия), представлены только карбонатными рудами. Современные окисные руды обеих пачек рудного горизонта на юго-западных участках, приподнятых Главным сбросом, являются, по Н. М. Страхову с сотр. (1968), продуктом гипергенного окисления, имеющего площадной характер. В средних, центральных участках месторождения сохранилась первично-диагенетическая минералогическая зональность (нижняя пачка — манганитовые, верхняя — карбонатные руды), нарушаемая только гипергенными процессами латерального выветривания.

В миоцене в рудную толщу нагорья Перевиси произошло внедрение базальтовой магмы, вызвавшей метаморфизм марганцевых руд: перекристаллизацию, цементацию, образование преимущественно псиломелановых руд и их «облагораживание» по содержанию марганца (Бетехтин, 1937).

Нами было изучено распределение таллия в разрезах марганцеворудной толщи всех нагорий бассейна, отражающих фации и минералогическую зональность месторождения. Точки опробования разрезов нанесены на карту-схему (см. фиг. 1). Кроме того, на таллий были про-



Фиг. 1. Схематическая минералогическая зональность Чнатурского месторождения и точки и профили опробования; профиль по периферии месторождения с юго-запада на север, северо-восток, юг — контуры периферии месторождения Руды: 1 — окисные, 2 — карбонатные, 3 — смешанные (карбонатные и окисные в одном разрезе); 4 — тектонические нарушения: а — существующие, б — предполагаемые; 5 — граница между нагорьями; 6 — точка опробования разреза и ее номер

анализированы песчано-глинистые породы рудного горизонта, дзирульские граниты, порфиры байоса и миоценовые базальты. Определение таллия проводили параллельно двумя методами: 1) колориметрическим с бриллиантовым зеленым (Воскресенская, 1961₁) и 2) количественно спектральным по искусственным эталонам, приготовленным на марганцевой руде, не содержащей таллия. Чувствительность обоих методов — $5 \cdot 10^{-5}\%$, точность $\pm 10\%$.

Оптико-минералогическое изучение руд в полированных шлифах было выполнено С. С. Боришанской.

В табл. 1 приведены полученные результаты по средним содержаниям таллия в рудах разреза, рассчитанные содержания таллия в псиломелане разреза и отдельно приведены аналогичные данные для нижнего прослоя окисных руд нижней пачки.

Эти данные были использованы при построении графиков распределения таллия по 5 профилям месторождения (см. фиг. 1; фиг. 2).

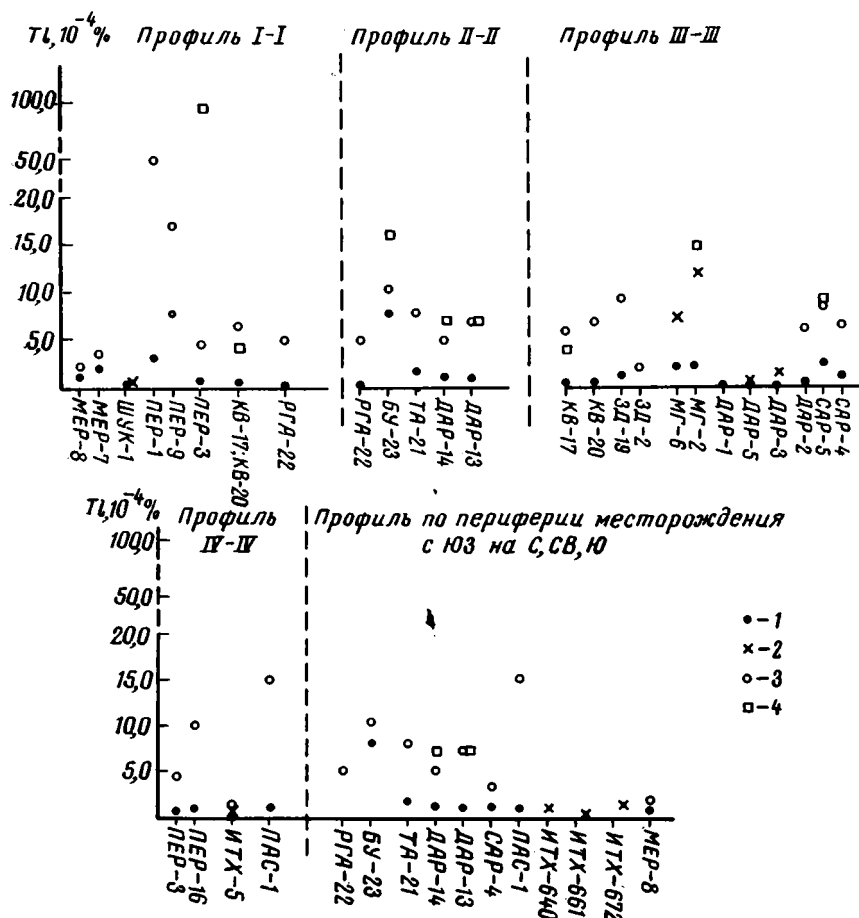
По анализам единичных проб разрезов были построены графики, отражающие изменения содержания таллия и количества псиломелана в рудах по 8 вертикальным разрезам на 6 нагорьях месторождения (фиг. 3). Изучение по этим данным характера распределения таллия по площади и разрезам месторождения выявляет отчетливую тенденцию приуроченности наиболее высоких концентраций таллия в рудах и особенно в псиломелане к приконтактовым с миоценовыми базальтами рудам, претерпевшим термальный и гидротермальный метаморфизм, причем максимальным содержанием таллия характеризуются руды и соот-

Содержание таллия в разрезах олигоценовой толщи Чиатурского марганцевого бассейна

Характеристика руд, пород	Место взятия	Число проб	Содержание таллия, $\mu\cdot 10^{-4}\%$	
			в руде	в псиломелане
Пирролюзит (10—80%)—псиломелановая руда	Нагорье Перевиси, разрез 16	1	20,0	—
нижний прослой—руда с FeS_2		5	0,7	10,0
остальные прослой				
То же	То же, разрез 3	2	14,0	95,0
нижний прослой—«мцвари»		7	0,5	4,5
остальные прослой				
То же	» » разрез 1	1	1,2	1,7
нижний прослой—«мцвари»		2	1,8	26,0
остальные прослой				
Пирролюзитовая руда, рыхлая, «черная белта»	» » разрез 2	1	5,0	50,0
нижний прослой—«мцвари»		4	0,3	—
остальные прослой—«белта»				
То же, плотная руда	» » разрез 9	1	13,0	17,3
нижний прослой—«мцвари»		2	0,6	—
остальные прослой		3	6,0	24,0
Метаморфизованная руда—псиломелан (50%)—пирролюзитовая (50%) на контакте с базальтами	» » разрез 15			
Сульфиды Fe, Cu, Zn из прослоя между двумя языками базальта	То же	1	2,7	—
Пирролюзит (50—80%)—псиломелановая (50—15%) руда	Нагорье Кведа-Ргани, разрез 17	1	0,6	4,0
нижний прослой		4	0,5	6,0
остальные прослой				
То же	То же, разрез 20	1	0,3	—
нижний прослой		7	0,5	7,0
остальные прослой				
То же	Нагорье Зеда-Ргани, разрез 8	1	4,0	40,0
нижний прослой—оолитовая руда		4	3,7	7,5
остальные прослой—рыхлая, песчанистая руда				
То же	То же, разрез 19	4	1,4	10,0
» »	» » разрез 2	4	0,15	2,0
Оолитовая псиломелан (10—70%)—пирролюзитовая (0—70%) с гидрогетитом руда	Нагорье Буникаури, разрез 23	3	5,6	16,0
Оолитовая, рыхлая руда пирролюзит (10—80%)—псиломеланового (5—60%) состава с реликтами манганита	Нагорье Ргани, разрез 22	7	0,1	5,0
Псиломелан (30—80%)—пирролюзитовая (0—50%) руда с манганитом (до 5%), песчанистая	Нагорье Меревы, разрез 8	5	1,1	2,2
То же	То же, разрез 7	3	2,0	3,5
Оолитовая руда, рыхлая, пирролюзит (0—40%)—псиломелановая (5—25%)	Нагорье Шукрути, разрез 1	5	0,3	—
Оолитовая карбонатная руда, слабоцементированная, с пиритом, гидрогетитом	То же	3	0,3	—
Оолитовая руда псиломелан-(70%) пирролюзитовая (2—10%)	Нагорье Итхвиси разрез 12	2	0,5	1,5
То же	То же, разрез 5	2	0,5	—
Оолитовая карбонатная руда	То же	2	0,9	—
Оолитовая карбонатная руда с глауконитом	» » скв. 640	1	1,0	—
То же	» » скв. 661	4	0,8	—
» »	» » скв. 672	1	1,7	—
Оолитовая псиломелан (50—60%)—пирролюзитовая (10—50%) руда	Нагорье Мгвимеви, разрез 6	3	2,2	—
Карбонатная руда	То же	2	7,5	—

Таблица 1 (продолжение)

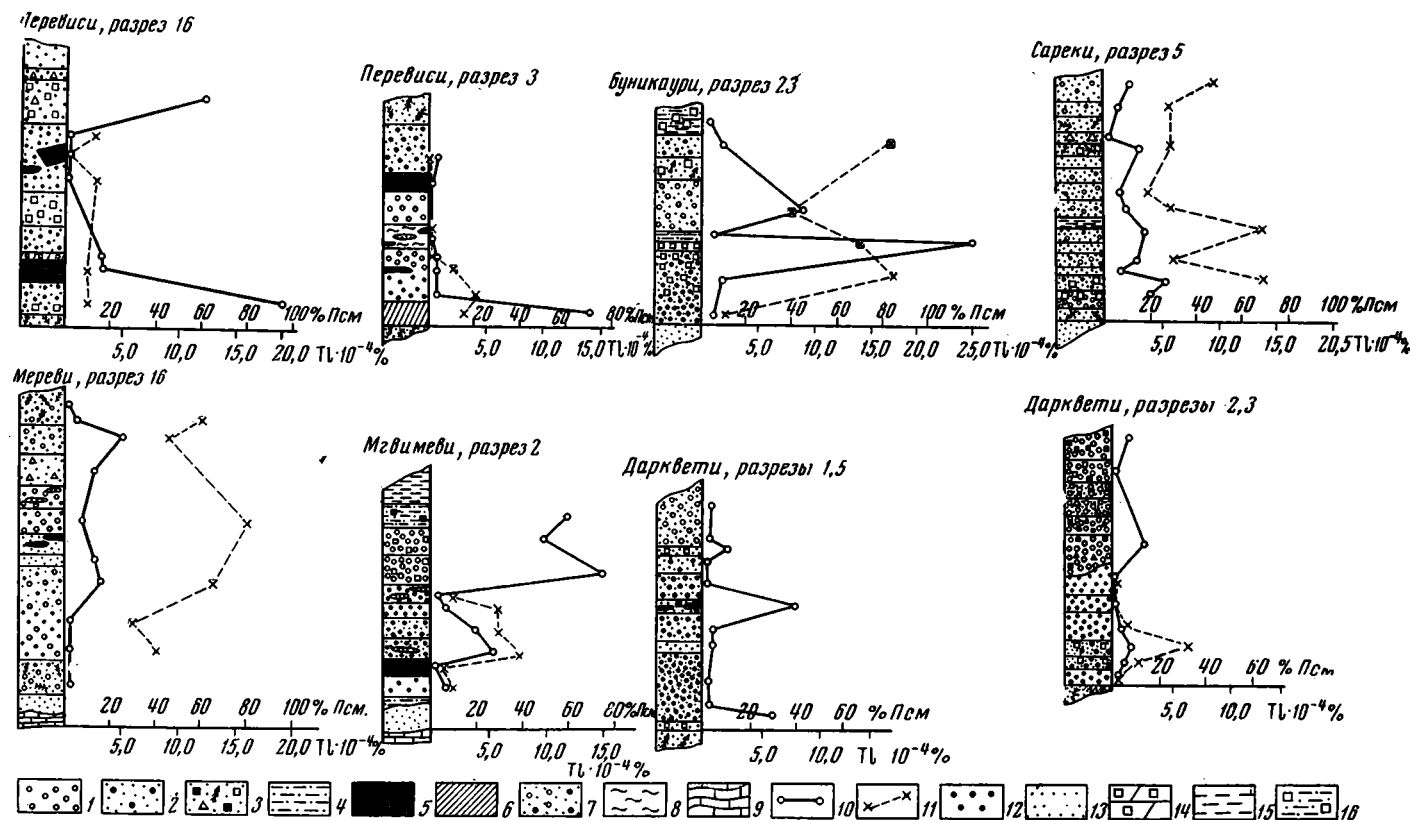
Характеристика руд, пород	Место взятия	Число проб	Содержание таллия, г·10 ⁻⁴ %	
			в руде	в психомелане
Оолитовая и плотная пиролюзит (30—70%)-псиломелановая (5—30%) руда	Нагорье Мгвимеви, разрез 2	1	1,5	15,0
нижний прослой		5	2,3	10,0
остальные прослой		2	7,5	—
Карбонатная руда	То же	2	0,4	10,0
Оолитовая пиролюзитовая руда	То же, разрез 4	3	6,0	—
Карбонатная руда	» » разрез 1			
Оолитовая, рыхлая пиролюзит (50%)-псиломелановая (до 50%) руда	Нагорье Табагреби, разрез 21			
верхний прослой—псиломелановая са-жистая руда		1	9,0	11,0
остальные прослой		4	0,3	—
Оолитовая, плотная пиролюзит (50—80%)-псиломелановая (10—30%) руда	Нагорье Дарквети, разрез 2	5	0,6	6,0
То же	То же, разрез 13	4	1,0	7,0
Песчанистая, рыхлая пиролюзит (70—80%)-псиломелановая (10—15%) руда	» » разрез 14	4	1,2	7,0
Оолитовая псилломелановая руда с пиритом	» » разрез 5	5	0,3	0,7
Оолитовая карбонатная руда	То же	2	0,6	—
Оолитовая пиролюзитовая руда	То же, разрез 1			
верхний прослой над лимонитизированным песчаником		1	6,0	—
остальные прослой		2	0,3	—
Оолитовая карбонатная руда с пиритом, глауконитом, гетитом	» » разрез 3	3	1,7	—
Песчанистая псилломелан (50—70%)-пиролюзитовая (15—50%) руда, окисленная по карбонатной	Нагорье Сареки, разрез 5	9	2,7	8,0
То же	Нагорье Пасиети, разрез 1	7	1,1	15,0
Средневзвешенное содержание таллия в окисных (первично-окисные+окисленные) рудах		132	1,6	
в окисленных рудах		70	0,7	
по первично-окисным (манганитовым) рудам нижней пачки		47	2,7	
по карбонатным рудам		23	3,2	
в карбонатных рудах		7	1,1	15,0
Породы из междурудных прослоев:	Нагорье Буникаури, разрез 23	2	1,1	—
Песчаник глинистый				
Песчаник с глауконитом слабо сцементированный	Нагорье Меревеи, разрез 8	2	2,5	—
То же	То же, разрез 7	1	0,5	—
Песчаник ожелезненный	То же	2	2,5	—
Песчаник с глауконитом	Нагорье Итхвиси, скв. 656	1	0,9	—
» »	То же, скв. 661	3	1,1	—
» »	» » разрез 8	1	0,9	—
» »	Нагорье Сареки, разрез 5	2	0,5	—
Песчаник, с пиритом и глауконитом между окисной и карбонатной рудой	Нагорье Итхвиси, разрез 5	3	11,0	—
То же	Нагорье Дарквети, разрез 1	2	5,0	—
Песчаник кварцевый между прослоями окисных руд	То же, разрез 5	3	0,5	—
Песчаник кварцевый с углистым включением	» » разрезы 1,5	2	0,3	—
Песчаник, пропитанный гидроокислами железа	Нагорье Сареки, разрез 4	3	3,0	—
Гравелит слабо ожелезненный	Нагорье Пасиети, разрез 1	4	0,5	—
Глина надрудная, майкопская	Нагорье Табагреби, разрез 21	1	5,0	—
То же	Нагорье Буникаури, разрез 23	1	1,2	—
Средневзвешенное содержание таллия в кварцевом песчанике с небольшим количеством глауконита		10	1,1	
в песчанике кварцевом		4	0,5	
в песчанике с пиритом и глауконитом		5	8,6	
в песчанике ожелезненном		3	3,0	
в глине майкопской		2	3,1	



Фиг. 2. Распределение средних содержаний таллия в марганцевых рудах и псиломелане разрезов по профилям Чиатурского месторождения
1 — в окисных рудах; 2 — в карбонатных рудах; 3 — в псиломелане разреза;
4 — в псиломелане нижнего прослоя руды

ответственно псиломелан нижнего рудного прослоя, представляющие собой перекристаллизованную и сцементированную кальцитом руду «мцвари»: нагорье Перевиси, разрез 9— $13,0 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде и $17,0 \cdot 10^{-4}\%$ в псиломелане, разрез 2— $5,0 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде и $50,0 \cdot 10^{-4}\%$ в псиломелане, разрез 15— $11,0 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде и $24,0 \cdot 10^{-4}\%$ в псиломелане нижнего прослоя. Высоким содержанием таллия в руде отличается крупнооолитовая руда нижнего прослоя вблизи базальтов — нагорье Перевиси, разрез 16— $20,0 \cdot 10^{-4}\%$ таллия. Но так как в этой руде установлено около 1% пирита, то, вероятно, значительная часть таллия в пробе связана с последним, а не с псиломеланом, которого в этой руде не более 5—10%.

В то же время окисные руды нижнего прослоя других нагорий вне воздействия базальтовой магмы характеризуются низкими содержаниями таллия и практически не отличаются от других рудных прослоев разреза. Все это позволяет сделать вывод о мобилизующей роли базальтовой магмы, в результате чего происходит перераспределение рудного вещества, «облагораживание» руд, по А. Г. Бетехтину (1937), не только по основному рудному компоненту — марганцу, но и по таллию. Как мы уже упоминали, этот процесс сопровождается увеличением содержания псиломелана в метаморфизованной руде, что могло быть следствием взаимодействия гидротермальных растворов, несущих вы-



Фиг. 3. Распределение таллия в разрезах олигоценовой толщи некоторых нагорий Чиатурского месторождения
 1 — оолитовая карбонатная руда; 2 — оолитовая окисная руда в песчаном цементе; 3 — песчаник: а — с пиритом, б — с гидроокислами железа, в — с гидроокислами марганца, г — с глауконитом; 4 — песчаник глинистый, 5 — массивная плотная руда «пластин»; 6 — перекристаллизованная и сцементированная кальцитом руда «мивари»; 7 — окисленная руда с алевролитовым цементом; 8 — базальт; 9 — известняк; 10 — содержание таллия, Тl; 11 — содержание псиломелана, Псм; 12 — оолитовая окисная руда; 13 — песчаник; 14 — гидроокислы железа; 15 — глина; 16 — глинистый песчаник с гидроокислами железа

Содержание таллия в базальтах

Порода	Место взятия	Содержание таллия, $\mu\cdot 10^{-4}\%$
Базальт в 15—20 м от контакта с олигоценовыми рудами	Нагорье Перевиси, разрез 15	0,9
То же	То же, разрез 9	0,8
» »	То же	0,6
» »	» »	0,6
Базальт на контакте с олигоценовыми песчаниками	» » разрез 15	1,8
Среднее содержание в базальтах (Воскресенская, 1961 ₂)		0,24

сокие концентрации катионов, с окисными рудами марганца. При этом источником таллия в гидротермах мог быть таллий, заимствованный магмой из пород и руд самого рудного горизонта при их частичной ассимиляции. На это указывают факты довольно заметного обогащения таллием приконтактных с рудным горизонтом базальтов, а также базальтов в 20—30 м от контакта по сравнению со средним содержанием таллия в этом типе пород (табл. 2).

Одной из общих закономерностей распределения таллия в рудах разреза всего месторождения является отчетливая корреляция между содержанием таллия и количеством псиломелана в окисных рудах, установленная нами ранее для месторождения Джезды (Воскресенская, Усевич, 1957; Воскресенская, Соболева, 1961). Отклонения наблюдаются только в рудах с пиритом или гидроокислами железа, в которых при относительно малом количестве псиломелана содержания таллия аномально высокое. На объяснении этого явления мы остановимся позднее.

Следующая особенность распределения таллия по площади месторождения — очень низкие его концентрации в окисных рудах и псиломелане центральных участков месторождения (нагорья Мгвимеви, Дарквети, Итхвиси), где в нижней рудной пачке руды представлены в основном манганимом (бурая белта): нагорье Итхвиси, разрез 5— $0,4 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде и $1,4 \cdot 10^{-4}\%$ в псиломелане, разрез 1 — меньше $0,3 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде, псиломелан здесь отсутствует; нагорье Мгвимеви, разрез 4— $0,4 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде и $10,0 \cdot 10^{-4}\%$ в псиломелане; нагорье Дарквети, разрез 5— $0,3 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде и $0,7 \cdot 10^{-4}\%$ в псиломелане, разрез 1— $0,3 \cdot 10^{-4}\%$ таллия в руде.

В то же время карбонатные руды верхней пачки рудного пласта этих нагорий отличаются высоким содержанием таллия: нагорье Мгвимеви, разрезы 1, 2, 6— $8,5 \cdot 10^{-4}\%$ таллия; нагорье Дарквети, разрез 3— $1,7 \cdot 10^{-4}\%$ таллия, нагорье Итхвиси, разрезы 661, 640, 672— $1,0 \cdot 10^{-4}$ таллия, что на первых порах казалось малопонятным, ибо одновалентный таллий образует хорошо растворимый карбонат и отличается по размерам иона от двухвалентного марганца, чтобы это обогащение можно было объяснить соосаждением таллия с карбонатами марганца. Предполагать же нахождение здесь иона Tl^{3+} , имеющего близкий ионный радиус с ионом Mn^{2+} , как это допускает В. И. Лебедев (1970), нет никакого основания, так как карбонатные руды отлагаются в восстановительной обстановке при углублении бассейна, при разложении органического вещества и образовании сероводорода и его производных в диagenетическую стадию рудного процесса, т. е. в обстановке, исключающей существование Tl^{3+} .

Содержание таллия в дисульфидах железа из карбонатных руд и глинисто-песчаных прослоев, а также в глауконитсодержащих и гематитизированных песчаниках рудного горизонта

Характеристика минерала, породы	Место взятия	Содержание таллия, $n \cdot 10^{-4} \%$
Пирит из крупноолитовой карбонатной руды верхней тачки	Нагорье Дарквети, разрез 5	1,8
То же	Нагорье Мгвимеви, разрез 6	5,9
Пирит из маркирующего прослоя глауконитового песчаника с пиритом	Нагорье Дарквети, разрез 5	2,7
Пирит крупнозернистый из того же прослоя	То же	3,5
Пирит мелкозернистый из того же прослоя	» » разрез 4	1,8
Пирит из пирит-глауконитового песчаника в подошве прослоя крупноолитовой карбонатной руды	Нагорье Итхвиси, разрез 12	5,8
Пирит из того же песчаника на контакте с окисной рудой	То же	1,7
Пирит из пирит-глауконитового песчаника, разделяющего два прослоя окисных руд	» »	4,4
Пирит из пирит-глауконитового песчаника, разделяющего следующие два прослоя (кислых руд (ниже предыдущих))	» »	1,6
Пирит из пирит-глауконитового глинистого прослоя между карбонатной и окисной рудой	Нагорье Мгвимеви, разрез 6	13,3
Пирит крупнозернистый из того же прослоя	То же	5,9
Пирит и гидроокислы железа из песчаника	Нагорье Сареки разрез 5	4,0
Песчаник, пропитанный гидроокислами железа из маркирующего слоя	То же	3,0
Песчаник, пропитанный гидроокислами железа и марганца, содержащий псиломелан ($\approx 10\%$), пирит (единичные зерна), гидрогетит	Нагорье Пасиети, разрез 1	4,0
Песчаник, пропитанный гидроокислами железа между окисной и окисленной карбонатной рудой	Нагорье Дарквети, разрез 1	2,0
Песчаник с пиритом и глауконитом из маркирующего прослоя	Нагорье Итхвиси, разрез 1	30,0
То же	Нагорье Мгвимеви, разрез 6	10,0
Песчаник с гидроокислами железа	Нагорье Перевиси, разрез 16	12,0
Песчаник с разложившимся глауконитом (3 пробы)	Нагорье Мереви, разрез 7	2,5
Песчаник с глауконитом без видимого пирита (5 проб)	Нагорье Итхвиси, разрезы 656, 661, 8, 5	1,0
Песчаник кварцевый без глауконита (10 проб)	Нагорье Сареки, разрез 5, Нагорье Пасиети, разрез 1	0,6

При изучении карбонатных руд, отличающихся сравнительно высоким содержанием таллия, удалось установить его приуроченность к рудам, содержащим аутигенные пирит и глауконит. Анализ выделенного из этих руд пирита, а также пирита из маркирующего пирит-глауконитового прослоя между окисными и карбонатными рудами (табл. 3) показал, что пирит из карбонатной руды и пирит из песчаника и глины маркирующего прослоя содержит $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3} \%$ таллия.

Нам удалось проследить на нагорьях Итхвиси, Дарквети еще 2 тонких прослоя песчаника с пиритом и глауконитом, разделяющих прослои окисных руд, пирит которых также таллиеносен.

Кроме того, маркирующий прослой был обнаружен на участках, подвергшихся площадному и латеральному выветриванию. Здесь он представлен сильно гематитизированным и лимонитизированным песчаником, разделяющим прослои окисных руд (нагорье Буникаури, разрез 23; нагорье Перевиси, разрез 16; нагорье Сареки, разрез 5). Оказалось, что и для этого прослоя характерны высокие содержания таллия (см. фиг. 3, табл. 3) в отличие от марганцевых руд, которые он разделяет.

Все это указывает на унаследованность окислами и гидроокислами железа концентраций таллия, накопившегося в пирите и глауконите маркирующего горизонта в диагенетическую стадию.

А так как таллием несколько обогащаются только окисные руды марганца, непосредственно контактирующие с гематитизированными и лимонитизированным таллиеносным прослоем, то это указывает на слабую подвижность таллия при гипергенном окислении пирита и глауконита. Такие факты унаследованности высоких концентраций таллия в окислах и гидроокислах железа зоны окисления сульфидных месторождений описаны в литературе (Плеско, 1959; Могаровский, 1959, 1961). К ним относится также находка окисла таллия (авиценнита) в ассоциации с гематитом и лимонитом в железной шляпе (Конькова, Савельев, 1960). При этом необходимо отметить, что таллийсодержащие окислы и гидроокислы железа зон окисления образуются в условиях сухого и жаркого климата в карбонатной среде, когда создается высокий окислительный потенциал и высокий pH среды минералообразования; т. е. возникают условия для быстрого окисления Tl^+ до Tl^{3+} и осаждения его в виде Tl_2O_3 благодаря нейтрализации карбонатами образующейся при окислении пирита серной кислоты.

На Чиатурском месторождении необходимые Eh и pH для осаждения гидроокислов таллия были созданы вследствие того, что в нижнем миоцене в связи с Главным сбросом южные участки месторождения были приподняты, кровля рудного горизонта денудирована и, таким образом, создались условия для быстрого гипергенного окисления манганитовых и карбонатных руд.

Установленные факты унаследованности таллия окислами и гидроокислами железа при гипергенном окислении дисульфидов железа имеют важное значение для подтверждения хорошо аргументированной с геологических позиций точки зрения Н. М. Страхова и сотр. (1968) на характер и причины минералогической зональности месторождения. Конкретно эти факты указывают на гипергенный характер окисных руд юго-западных участков месторождения, на существование здесь пирит-глауконитсодержащего песчаного прослоя, разделявшего окисные и карбонатные руды до того, как эти руды были приподняты предчокракским сбросом, т. е. на существовавшую в этих участках в то время минералогическую зональность, аналогичную наблюдаемой в настоящее время в центральных участках месторождения — нагорьях Мгвимеви, Шукрути, Итхвиси.

Унаследованность содержаний таллия окисными рудами, образовавшимися латерально по карбонатным, можно проследить по нагорьям Шукрути и Дарквети. В то время как на нагорье Зеда-Ргани (разрез 1) карбонатные и окисленные руды практически не содержат таллия ($0,3 \cdot 10^{-4}\%$), на нагорье Дарквети (разрезы 2, 3) в карбонатных и окисленных рудах разрезов средние содержания таллия достигают соответственно $1,3 \cdot 10^{-4}$ и $0,6 \cdot 10^{-4}\%$. При этом напрашивается вывод о значительном выносе таллия при окислении карбонатных руд.

Подобной унаследованностью объясняются, с одной стороны, низкие содержания таллия в пиролюзит-псиломелановых (преимущественно пиролюзитовых) рудах нижней пачки — нагорья Зеда-Ргани (разрез 2), Кведа-Ргани (разрезы 17, 20), Ргани (разрез 22), Перевиси (разрезы 2, 3), Мереви (разрез 8), образовавшихся в результате окисления первично-манганитовых руд, и, с другой стороны, значительно более высокие концентрации таллия в окисленных рудах, содержащих окислы и гидроокислы железа, которые образовались по первично-карбонатным рудам верхней пачки — нагорья Мереви (разрез 8), Буникаури (разрез 23), Зеда-Ргани (разрезы 8, 19) (см. табл. 1; фиг. 1, 3).

Весьма интересна также картина распределения таллия между первично-окисными (манганитовыми) и первично-карбонатными рудами

в трех разрезах центральных участков месторождения, где, по мнению Н. М. Страхова, сохранилась первичная минералогическая зональность. Здесь в разрезах нагорий Дарквети, Мгвимеви, Итхвиси (см. табл. 1, фиг. 3) наблюдается четкая закономерность в распределении таллия между окисными и карбонатными рудами: в карбонатных содержание таллия в 2—4 раза выше, чем в окисных. Полуколичественным спектральным анализом установлено также преобладание в карбонатных рудах по сравнению с окисными таких элементов, как Zn, Cu, Ba, Pb — нагорья Мгвимеви (разрезы 4, 6), Дарквети (разрезы 2, 3, 4).

Таким образом, у таллия наблюдаются две отчетливые тенденции: к повышенному концентрированию в первично-карбонатных рудах по сравнению с первично-окисными (манганитовыми) и к значительному выносу при окислении карбонатных руд до окисных.

Рассмотрим теперь причины, приводящие к такой картине распределения таллия.

Нами было установлено ранее для руд месторождения Джезды (Воскресенская, Усевич, 1957; Воскресенская, Соболева, 1961) и вообще для окисных руд марганца, что таллий способен концентрироваться в псиломеланах, образуя, как и другие элементы, хемосорбционные солеобразные соединения марганцоватистой кислоты — полиперманганиты общей формулы $(R, Mn^{2+})O \cdot m MnO_2 \cdot n H_2O$, где R — катион любого одновалентного металла.

Как показали наши эксперименты (Воскресенская, Усевич, 1957), одновалентный таллий способен при одних и тех же условиях накапливаться в псиломелане в большей степени, нежели трехвалентный, что объясняется большей энергией сорбции более крупного одновалентного иона $Tl(r=1,49 \text{ \AA})$ по сравнению с таковой трехвалентного ($r=1,05 \text{ \AA}$). Практически никакие другие окисные минералы марганца, кроме браунита, не способны концентрировать таллий.

Если теперь принять, по Н. М. Страхову, что первично-седиментационными рудными образованиями олигоценового бассейна были соединения типа полиперманганитов, то естественно ожидать, что они обогащались микроэлементами в процессе формирования осадка путем соосаждения и при диагенезе за счет хемосорбции. Однако это могло продолжаться только до тех пор, пока осадки имели состав, отвечающий полиперманганитовому. При развитии в нижней пачке осадков восстановительных процессов, в результате которых псиломелановые руды превращаются в манганитовые, последние должны претерпеть значительное обеднение элементами в силу того, что манганит не является солеобразным соединением, способным прочно связывать катионы металлов. Поэтому в манганитовых рудах остаются лишь те элементы, которые захвачены сорбционно поверхностью $MnO(OH)$. Освободившиеся катионы металлов могут свободно передвигаться в верхний, восстановительный слой и здесь выпадать при отложении карбонатных марганцовых руд. Механизмов захвата микроэлементов с карбонатами марганца может быть несколько: от окклюзии до образования твердых растворов.

Однако, как мы упоминали выше, единственными концентраторами таллия в карбонатных рудах являются дисульфиды железа, в глауконите таллий хотя и содержится, но в значительно более низких концентрациях.

Поэтому практически весь таллий, освободившийся при восстановлении полиперманганитов, поступает в виде одновалентного катиона в восстановительную зону, где при диагенезе происходит разложение органического вещества и образование сероводорода, и концентрируется в диагенетических дисульфиды железа и меньше в глауконите, которые тонко рассеиваются в карбонатных рудах и обогащают тонкий прослой песчаника, отделяющего верхнюю карбонатную пачку руд от нижней — окисных руд. Следовательно, с этим процессом перераспределения и

Содержание Mn, Tl, Rb, K в рудах и породах Чиатурского бассейна

Руда, порода	Mn, %	Tl, п. 10 ⁻¹⁰ %	Rb, п. 10 ⁻¹⁰ %	K, %	Mn Tl · 10 ³	Rb/Tl	K/Rb
Марганцевая руда							
окисная	34,12	1,6	0,09	0,25	210	5,6	280
карбонатная	22,50	3,2	0,09	0,30	70	2,8	330
Дзирульский гранит	0,03	1,4			0,2		
Порфирит	0,12	0,4			3,0		

связано обогащение таллием верхней карбонатной пачки по сравнению с нижней — окисной.

Совершенно другая картина наблюдается в распределении щелочных элементов в рудах. Как известно, калий способен накапливаться в псиломелановых рудах, образуя собственный псиломелан — криптомелан. Для таллия такая возможность доказана экспериментально и подтверждена на природных образованиях. Надо думать, что рубидий ведет себя аналогично, хотя его концентрации в марганцевых рудах никто не изучал.

Следовательно, при образовании рудных концентраций марганца в виде полиперманганитов за счет поступления компонентов с площадей водосборов щелочные элементы калий и рубидий, а также одновалентный таллий, обладающие близкими ионными радиусами и образующие хорошо растворимые соли, должны поступать в бассейн седиментации в соотношениях, которые наблюдаются между этими элементами в материнских породах.

В магматических породах разного состава отношения K/Rb, Rb/Tl и K/Tl являются довольно постоянными; это особенно относится к отношению Rb/Tl, которое колеблется в интервале 100—200 практически для всех магматических пород (Воскресенская, 1964).

Как же обстоит дело с соотношением этих элементов в чиатурских рудах? Как видно из табл. 4, марганцевые руды — окисные и карбонатные — характеризуются очень низким содержанием калия и рубидия по сравнению с таллием, что сказывается на отношениях Rb/Tl и K/Tl, очень низких по сравнению с таковыми для пород. Отношение же K/Rb такое же, как в магматических породах. Таким образом, эти результаты не подтверждают ожидаемых соотношений. Это могло произойти в результате разобогачивания калия и рубидия, с одной стороны, и таллия, с другой, еще в процессе выветривания материнских пород и транспортировки их к местам седиментации или уже в самом бассейне.

У нас нет оснований предполагать резкое различие в поведении калия, рубидия и таллия при выветривании пород, равно как и в процессе концентрации их в полиперманганитовом осадке. Однако на стадии восстановления полиперманганитов до манганитов или карбонатных руд, сопровождающейся, как мы упоминали, образованием сероводорода и его производных, создаются реальные условия для отделения калия и рубидия от таллия. В то время как первые два не способны прочно удерживаться манганитовым осадком и выносятся за его пределы, последний прочно связывается с дисульфидами железа и остается в руде. Незначительные содержания калия и рубидия в окисных и карбонатных рудах связаны, вероятно, с присутствием в них терригенного материала и небольшого количества глауконита.

Далее в процессе гипергенного окисления руд верхней и нижней пачек, сопровождающегося образованием пиролюзита-псиломелановых руд, таллий частью выносятся за пределы рудного горизонта, частью остается связанным в псиломелане и гидроокислах железа. При этом окис-

ленные руды наследуют первичный таллий, но возможно, конечно, и перераспределение.

Таким образом, геохимические особенности распределения таллия в чиатурских рудах находятся в согласии с гипотезой о седиментационно-диагенетическом типе олигоценовых руд и причинах минералогической зональности на месторождении, обоснованной недавно Н. М. Страховым с соавт. (1968). Нам представляется только, что авторы монографии несколько упростили вопрос о формах нахождения и механизме концентрации микроэлементов в рудах, сведя его к действию чисто механического фактора выщелачивания разбавителей руды — CaCO_3 , MnCO_3 , CO_2 , приводящему к пассивному обогащению окисленных руд, хотя они не исключают и подтока рудных компонентов из одной зоны в другую. Кроме того, все окисные руды по содержанию микроэлементов объединены в одну группу и все микроэлементы с разными свойствами также отнесены в одну группу. Такой подход не вносит ясности в стройную, логичную теорию марганцеворудного процесса олигоценового бассейна, обоснованную этими авторами с других позиций.

Рассмотрим теперь, как распределение таллия в чиатурских рудах увязывается с вопросом об источнике марганца в бассейне.

Сторонники нормально-осадочного генезиса месторождения, с одной стороны, А. Г. Бетехтин с соавт. (1964), с другой — Н. М. Страхов с соавт. (1968) сходятся в том, что породами водосборных площадей, питавших седиментацию бассейна, были расположенные на юге дзиркульские гранитоиды и порфиритовая толща байоса. При этом первые отдают предпочтение дзиркульским гранитам, отводя подчиненную роль порфирирам, вторые считают главной породой водосборов среднеюрские порфириды и второстепенными граниты.

Какой же из этих двух источников сноса мог создать концентрации таллия в марганцевых рудах, отвечающие в среднем $n \cdot 10^{-4}\%$ таллия ($n \leq 3$)? Приведенные в табл. 4 соотношения марганца и таллия в породах и рудах показывают, что источником таллия в бассейне могли быть и граниты и порфириды, так как соотношение Mn/Tl в рудах на два порядка превышает это соотношение в порфиритах и на три порядка в гранитах. Анализ вмещающих и межрудных хадумских песков и глин показал, что в среднем они содержат $0,7 \cdot 10^{-4}\%$ таллия ($0,5 \cdot 10^{-4} - 2,5 \cdot 10^{-4}\%$); это означает, что только незначительная часть таллия, поступающего с водосборов, оказалась вовлеченной в марганцеворудный процесс, значительно же большая его часть рассеяна в глинистых минералах, глауконите, дисульфидах железа.

Что же касается направления поступающих в бассейн рудных компонентов, то картина распределения средних содержаний таллия в разрезах по площади месторождения (см. фиг. 2) такова, что большие содержания таллия в разрезах в окисных и карбонатных рудах характерны для юго-западных и западных участков месторождения — нагорья Ргани, Буникаури, Табагреби, Мгвимеви, Дарквети, Перевиси по сравнению с восточными. Минимальные содержания таллия установлены в карбонатных и окисных рудах нагорья Шукрути (разрез I) ($0,3 \cdot 10^{-4}\%$). Поскольку такая же картина наблюдается в распределении ряда других микроэлементов Ni , Mo , Cu , Co (Страхов и др., 1968), то естественно предположить, что сносимый материал поступал с участков суши, расположенных на юго-западе и западе современного бассейна. Создавались, таким образом, условия более длительного контакта выпадающих гелей полиперманганитов с поступающими растворами, что приводило к некоторому обогащению марганцевых руд юго-западных участков месторождения микроэлементами.

Нами уже отмечалась некоторая обогащенность таллием дисульфидов железа в карбоновой толще Подмосковского угольного бассейна в тех участках, которые были расположены в бортах палеорек (Воскре-

сенская, 1968). Наблюдаемая картина распределения таллия не противоречит гипотезе Г. С. Дзопенидзе (1965) о вулканогенном источнике рудных компонентов, так как их поступление постулируется также с юго-запада на северо-восток. Однако ничем другим геохимически эта гипотеза не подтверждается. Так, по сравнению с другими вулканогенно-осадочными марганцевыми рудами уровень содержания таллия в чиатурских рудах низок, практически отсутствует Pb, очень низки концентрации других обычных компонентов гидротерм — Zn, Cu, Ba и др. Кстати, марганцевые руды, подвергающиеся термальному и гидротермальному воздействию базальтовой магмы на нагорье Перевиси, этими элементами несколько обогащаются по сравнению с неметаморфизованными разностями того же участка.

Описанные геохимические особенности распределения таллия в чиатурских рудах во многом напоминают те, которые мы наблюдали в Подмосковном буроугольном бассейне (Воскресенская, 1968), с той разницей, что в последнем первичным концентратом таллия было органическое вещество, а в марганцеворудном бассейне — гели полиперманганитов. В обоих случаях при диагенезе осадков в восстановительной обстановке высвобождающийся таллий прочно связывается с дисульфидами железа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия, М.—Л. Изд-во АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г., Авалиани Г. А., Долидзе Д. П. Геологическое строение Чиатурского месторождения. Чиатурское месторождение марганца. М., «Недра», 1964.
- Воскресенская Н. Т. Колориметрическое определение микрограммовых количеств таллия в породах и рудах.— В сб.: Методы определения и анализа редких элементов, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Воскресенская Н. Т. Содержание таллия в магматических породах Большого Кавказа и некоторых других районов СССР.— Геохимия, 1961, № 7.
- Воскресенская Н. Т. Геохимические особенности поведения таллия и рубидия в геологических процессах и их петрогенетическое значение.— Тр. Геохим. конф. «Химия земной коры», посвящ. 100-летию со дня рожд. В. И. Вернадского, М., «Наука», 1964.
- Воскресенская Н. Т. Таллий в углях.— Геохимия, 1968, № 2.
- Воскресенская Н. Т., Соболева Л. Т. Еще раз о таллии в марганцевых минералах.— Геохимия, 1961, № 3.
- Воскресенская Н. Т., Усевич Т. Д. К вопросу о нахождении таллия в марганцевых минералах.— Геохимия, 1957, № 7.
- Дзопенидзе Г. С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Конькова Е. А., Савельев В. Ф. О новом таллиевом минерале — авиценните.— Зап. Всес. минералог. о-ва, сер. 2, 89, вып. 3, 1960.
- Лебедев В. И. К геохимии таллия (закономерности его изоморфизма).— Геохимия, 1970, № 1.
- Могаровский В. В. К вопросу о таллиенности некоторых минералов месторождения Дарайсо (Таджикская депрессия).— Зап. Таджикск. отд. Всес. минералог. о-ва, вып. 1, 1959.
- Могаровский В. В. К геохимии таллия в зоне окисления сульфидного месторождения Дарайсо (Средняя Азия).— Геохимия, 1961, № 9.
- Плеско А. В. Таллийсодержащие сульфидные минералы Таджикистана.— Зап. Таджикск. отд. Всес. минералог. о-ва, вып. 1, 1959.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. К вопросу о генетическом типе Чиатурского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Crittenden M. D., Cuttita F., Rose H. J. Jr., Fleischer M. Studies on manganese oxide minerals. VI. Thallium in some manganese oxides.— Amer. Mineralogist, 1962, vol. 47, No. 11—12.
- Hewett D. F. Stratified deposits of the oxides and carbonates of manganese.— Econ. Geol., 1966, 61, No. 3.
- Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N. Deposits of the manganese oxides supplement.— Econ. Geol., 1963, 58, No. 1.

УДК 550.42 : 553.661.1 : 551.3.051 (575.4)

**К ЛИТОЛОГИИ АНГИДРИТОВОЙ ТОЛЩИ
ВЕРХНЕЮРСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ
ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА
В СВЯЗИ С ЕЕ СЕРОНОСНОСТЬЮ**

В. С. ПОПОВ

Исследования проводились с целью выяснения роли сульфатных и карбонатных пород в процессе серообразования. В ангидритовой толще известняки и сульфатно-карбонатные породы распределены неравномерно. Наиболее мощные пласты этих пород залегают в нижней части и в основании ангидритовой толщи. Выделены известняки и известняки, содержащие ангидрит или (и) гипс, глинистые, доломитовые, доломитистые, содержащие ангидрит или (и) гипс, доломитистые глинистые, доломитовые глинистые. Наибольшее распространение получили известняки, содержащие ангидрит или (и) гипс и их доломитистые разновидности. Геохимическая особенность рассматриваемых пород — присутствие рубидия и повышенное содержание фтора. Для сульфато-карбонатных пород характерно выделение порфиروبластов и гломеробластовых скоплений зерен ангидрита и гипса среди основной мелкозернистой карбонатной массы. Под воздействием поверхностных и сероводородных вод, формировавших серные залежи, они легко растворялись. Возникающая кавернозность пород обуславливала их хорошие фильтрационные и коллекторские свойства, способствовала их перекристаллизации и развитию в них эпигенетического минералообразования.

В свете новых данных автора о том, что формирование месторождений серы в осадечных толщах происходило только при наличии водоносных горизонтов, обогащенных сероводородом, становится понятным приуроченность промышленного серного оруденения именно к карбонатно-сульфатным фациально-литологическим комплексам. Присутствие известняков и сульфатно-карбонатных пород осадочного генезиса в ангидритовой толще — одна из главнейших геологических предпосылок, определяющих формирование промышленных залежей серы. Для этих пород характерны хорошие фильтрационные и коллекторские свойства.

Приуроченность серного оруденения к карбонатно-сульфатным литолого-фациальным комплексам подмечена А. С. Соколовым (1958). Эта закономерность является в настоящее время одной из важнейших при оценке перспектив серносности районов и поисках серных месторождений. Позже был выделен метасоматический тип серных руд (Коган, 1962; Юшкин, 1969). Многие считают, что в этом типе самородная сера образуется исключительно метасоматическим путем и только по сульфатным породам — гипсам и ангидритам, и как следствие делают вывод о том, что для образования серных залежей наличие первично-осадочных карбонатных пород в разрезе сульфатной толщи не обязательно (Лазарев, 1967).

Какова же действительная роль сульфатных и карбонатных пород в процессе серообразования? Рассмотрим этот вопрос на примере верхнеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта, к которым приурочено Гаурдакское месторождение самородной серы и ряд серопроявлений.

На Гаурдакском месторождении основное промышленное оруденение локализуется в нижней части ангидритовой толщи верхнеюрской галогенной формации (гаурдакская свита — I_3^{km+t}), в то время как в подстилающей ее карбонатной формации (гиссарская свита — $I_3^{Cl_2+ox}$) отмечается лишь бедное осернение близ верхнего контакта. Карбонатная формация изучена сравнительно хорошо (Сотириади, Нуртаев, 1961; Абетов, 1965), поэтому наши литологические исследования в большей мере были посвящены ангидритовой толще. В Туркмении они были проведены на Гаурдакском месторождении, в Узбекистане — на Тюбегатанской, Кугитангской, Байсунтауской, Сурхантауской, Адамташской и Лянгарской площадях.

Химические, спектральные и термические анализы пород и минералов выполнены в лабораториях САИГИМСа. Изучение органического вещества проведено в ИГИРНИГМе под руководством А. К. Каримова и Х. Б. Авазматова, изотопного состава углерода — в Львовском государственном университете Г. П. Мамчуrom.

Верхнеюрская карбонатная формация. Мощность ее 750 м. Самая нижняя часть формации относится к верхнему келловее, а остальная — к оксфорду. На Гаурдакской структуре верхняя часть формации, подстилающая сероносные отложения, представлена грубослоистыми известняками. Окраска их серая до черной благодаря присутствию рассеянного органического вещества (ОВ). В верхней части преобладают суглистые известняки. В них почти всегда содержатся скелетные части организмов с остатками фораминифер, водорослей, остракод, кораллов, иглокожих и других организмов. Среди суглистых известняков присутствуют оолитовые и биогенные известняки и переходные между ними разновидности.

Промежутки между оолитами часто выполнены ОВ, иногда кальцитом. Изредка встречается гипс (до 1%) эпигенетического происхождения. В известняках присутствует SiO_2 — 0,1—2,6%, R_2O_3 — 0,3—1,5%, MgO — до 0,6%. Содержание ОВ в известняках карбонатной формации — 5—7%, реже — до 11%, тогда как в известняках ангидритовой толщи — как правило, не более 0,5%. Содержание битумов в ОВ известняков карбонатной формации обычно значительно ниже (до 11%), чем в ОВ известняков ангидритовой толщи (первые десятки процентов). Характерно, что такое же высокое содержание битумов (26—50%) определено в ОВ, находящемся в виде примеси в самородной сере Гаурдакского месторождения. Наиболее низкие содержания битумов в ОВ известняков из верхней части карбонатной формации выявлены на площади Гаурдакского месторождения — 1,8—4%, тогда как за его пределами оно достигает 10—11%. Следовательно, из ОВ известняков карбонатной формации, подстилающих серные залежи, происходит вынос битумов. При этом из пород выносятся часть железа и марганца, а также хром, кобальт, ванадий, галлий.

Ангидритовая толща составляет нижнюю часть верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта в связи с конседиментационным развитием структур ее мощность изменяется от 45 до 420 м. В строении ангидритовой толщи, кроме ангидритов, принимают участие известняки и сульфатно-карбонатные породы, которые на одних площадях представлены всего несколькими маломощными прослоями (0,1—2,0 м), на других — большим количеством более мощных пластов. В близповерхностных условиях ангидриты часто превращены в гипсы, гипсо-ангидритовые и ангидрито-гипсовые породы. В верхней части толщи среди гипсов часто присутствуют прослои и включения красно-бурой глины. На ряде структур на различных стратиграфических уровнях в ангидритовой толще найден данбурит, на Тюбегатанской и Окузбулакской площадях — линзы каменной соли.

Ангидриты серые и светло-серые, часто со слабым голубоватым оттенком, реже темно-серые, тонко- и мелкозернистые, иногда мраморовидного облика. Часты, особенно в нижней части ангидритовой толщи, включения карбонатных пород, имеющих форму сетчатых жилок, гнезд и линз. Наиболее распространены текстуры массивная, прожилково-вкрапленная, прожилково-сетчатая и линзовидно-пятнистая. Реже встречаются ангидриты, гипсы и переходные разности пород кавернозной, брекчиевидной и других текстур (Ишниязов, 1964).

Особый интерес представляют прожилково-вкрапленные, прожилково-сетчатые и полосчатые текстуры, позволяющие понять сущность метасоматоза при формировании месторождений серы. Многочисленные разновидности прожилково-сетчатой текстуры — это не вторичные, как считает Д. П. Ишниязов (1964), а диагенетические образования, характерные не только для гипсов, но и для неизмененных ангидритов. Состав ветвящихся прожилок аналогичен пластовым осадочным карбонатным породам. Идентичен в них и изотопный состав углерода. Прожилки часто соединены с пластовыми карбонатами, нередко являются их апофизами.

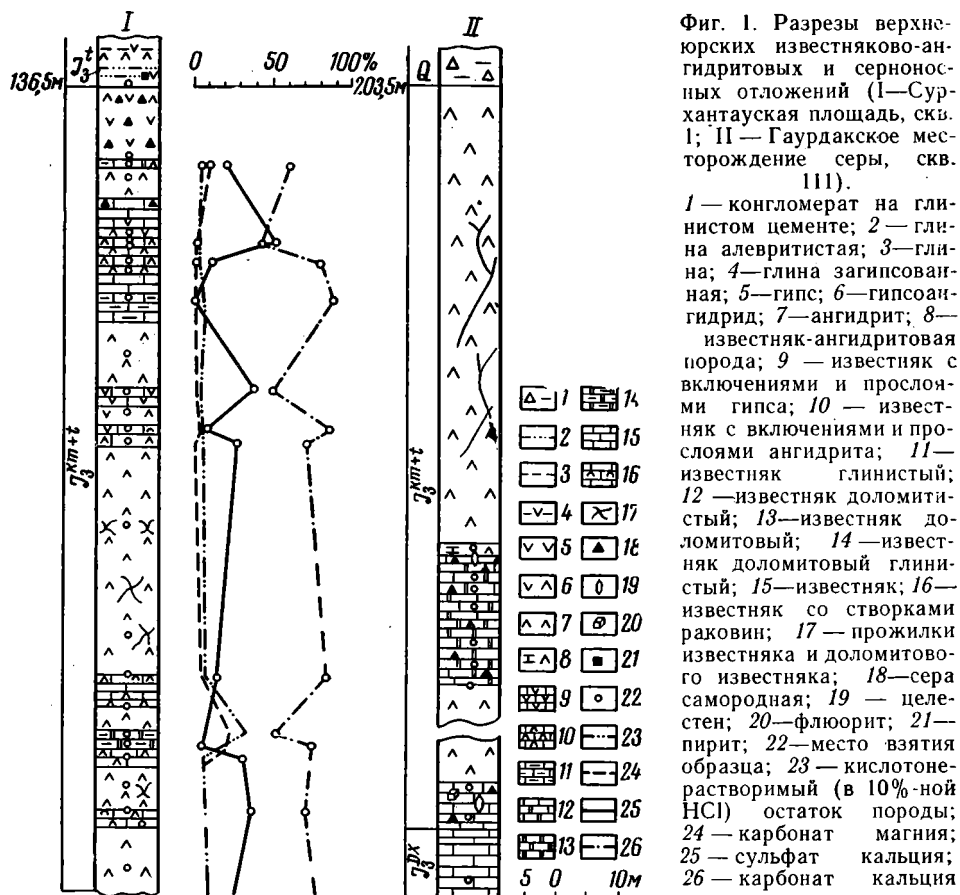
Для ангидритов характерна гетеробластовая микроструктура с размером зерен 0,01—0,6 мм, редко крупнее. Часто наблюдается сочетание гетеробластовой и плейчатой микроструктур. Отмечается также тонкозернистая, волокнистая, перистая, порфиробластовая и гломеробластовая микроструктуры.

Известняки и сульфатно-карбонатные породы на Гаурдакской структуре залегают в ангидритовой толще в форме пластов F, D и R (Лазарев, 1963; Парникель 1969), А. В. Данов (1936), Е. М. Лаптиева и В. П. Мирошниченко (1947) рассматривали известняки как осадочные образования, содержащие сингенетическую им серу. Ряд исследователей (Лазарев, 1963, 1967; Померанц, Беленицкая, 1969) считают, что карбонаты рудных тел являются вторичными, образовавшимися вместе с серой.

Для правильного решения вопроса о генезисе карбонатов рудных тел необходимо рассмотреть особенности строения и состава известняков ангидритовой толщи в региональном плане, начиная с Сурхантауской, Байсунтауской, Кугитангской, Тюбегатанской, Адамташской и Лянгарской площадей, где они наименее изменены эпигенетическими процессами. Среди них наиболее распространены известняки, содержащие ангидрит или гипс, и доломитистые разновидности известняков. Значительно менее распространены известняки, известняки доломитистые и глинисто-доломитистые. Доломитовые известняки встречаются крайне редко (скв. 11, обр. 4086; скв. 1, обр. 4122, 4123). Они относятся к глинистым разновидностям, не содержащим сульфатов, иногда со значительным содержанием пирита. Преобладают породы серые и темно-серые.

Содержание CaSO_4 в породах — от десятых долей до 50%. Наиболее распространены две группы пород — с содержанием CaSO_4 до 3—5% и 10—25%. Содержание остатка, нерастворимого в 10%-ной HCl , обычно не более 3—4%, редко до 5—8%. Повышенное содержание нерастворимого остатка выявлено в известняках и в их доломитистых и доломитовых разновидностях. В ряде случаев (фиг. 1, скв. 1) содержание MgCO_3 в породах хорошо параллелизуется с содержанием в них терригенно-глинистого материала. Важно отметить повышенное содержание фтора (0,05—0,5%) в известняках доломитистых, доломитовых и глинистых, тогда как известняки карбонатной формации и ангидриты содержат его менее 0,05%. Спектральным анализом в карбонатных породах ангидритовой толщи часто обнаруживается Sn, Pb, V, Cr, Ni, реже Ag, Be, Co. Характерная черта карбонатных пород, генетически связанных с галогенной формацией, — присутствие Rb, чем они отличаются от известняков карбонатной формации.

Главные минералы карбонатных пород ангидритовой толщи — кальцит, доломит, ангидрит и гипс, часто присутствуют створки раковин и органическое вещество. Текстура известняков, как правило, массивная. Ангидрит- и гипсодержащие известняки характеризуются вкрапленной и неравномерно вкрапленной, реже кавернозной и брекчиевидной тексту-



рой. На Тюбегатанской структуре для двух нижних пластов сульфатно-карбонатных пород, залегающих в нижней части ангидритовой толщи, характерна также слоистая (полосчатая) текстура. Такая текстура образовалась в результате чередования тонких слоев (0,1—2 мм) известняка серого с коричневатым оттенком и светло-серого ангидрита. Для известняков и сульфатно-карбонатных пород характерна пелитоморфная, сгустковая, микрозернистая и порфиروبластовая микроструктуры.

Известняки и их доломитистые разновидности часто содержат идиоморфные кристаллы и ксеноморфные зерна ангидрита и их скопления. Величина удлиненно призматических кристаллов ангидрита 0,05×2,0—0,2×4 мм. В крупных кристаллах ангидрита часты ромбоэдры доломита. На глубинах до 30—60 м, а также по тектоническим нарушениям кристаллы ангидрита часто замещаются гипсом (фиг. 2), в котором нередко сохраняются реликты ангидрита. Одновременно в породе образуются прожилки гипса. При растворении порфиروبластов гипса в известняке образуются пустоты. На их стенках нередко нарастают мелкие зерна вторичного бесцветного кальцита или кальцит полностью заполняет эти пу-

стоты. В зонах дробления и воздействия подземных вод гипс сульфатно-карбонатных пород полностью выщелачивается.

В карбонатных и сульфатно-карбонатных отложениях часто отмечаются сильно измененные створки остракод, членики иглокожих, но особенно широко распространены раковины фораминифер: *Lenticulina* sp., *Palaeomiliolina* sp. (?), *Ammobaculites* sp., *Spirophthalmidium* sp. и др. Раковины фораминифер и других организмов часто находятся в непосредственном контакте со скоплениями ангидрита или его порфиробластовыми выделениями.

На Гаурдакской структуре известняки ангидритовой толщи в большинстве случаев сильно изменены, особенно в нижней части разреза. Известняки R подвергались наименьшему воздействию растворов, формирующих серные залежи. Они имеют широкое площадное распространение и чаще всего представлены одним или двумя пластами. Суммарная мощность их в пределах месторождения серы — 1,5—13 м, иногда до 15—20 м. Наблюдаемая на поверхности загипсованность известняков связана с гидратацией ангидрита осадочного происхождения, нередко образующего порфиробластовые структуры, а их кавернозность — с выщелачиванием гипса. Известняки R на Гаурдакской структуре имеют близкий минеральный состав и сходные структурно-текстурные особенности с сульфатно-карбонатными породами других площадей региона. Широкое развитие здесь получили и органогенные (водорослевые и остракодовые) известняки. Осадочное происхождение известняков R не вызывало ни у кого сомнений и раньше.

Известняки D залегают ниже по разрезу. Они широко распространены на месторождении серы, образуя один, два, редко до 3—5 линзовидных пластов, суммарной мощностью до 42 м. Известняки, слабо измененные вторичными процессами, тонкозернистые и массивные, темно-серые, местами с коричневатым оттенком, иногда черные, с примазками углистого вещества. При перекристаллизации известняки приобретают зернистое строение и светлеют. Местами внутри измененной породы остаются лишь реликты неперекристаллизованных известняков. Среди первичных пород присутствуют пелитоморфные и микрозернистые разновидности. В пелитоморфном известняке иногда отмечаются единичные удлиненно-таблитчатые зерна ангидрита ($0,1 \times 0,2$ мм), пустоты, имеющие форму порфиробластов ангидрита, местами выполненные мелкими ($0,02—0,03$ мм) изометричными зернами бесцветного кальцита, нередко отмечаются створки раковин. Собственно пелитоморфная микроструктура встречается редко. Наиболее распространена сгустковая микроструктура.



Фиг. 2. Известняк пелитоморфный с включениями удлиненных кристаллов гипса (светло-серое), содержащих реликты ангидрита (серое, рельефное)

Шлиф № 4116-а, $\times 55$, николь один, площадь Сурхантау, серопроявление Ходжа-Ипак, скв. I, глубина 194,45 м

Известняки карьера «Южного», по данным химического анализа, отвечают чистым разновидностям, тогда как в скв. 111, 105 и 47 они доломитистые и доломитовые. «Доломитизированные» известняки отмечались Е. М. Лаптиева по скв. 56. Следовательно, имеется достаточно оснований говорить о широком распространении этих типично осадочно-диагенетических образований. Они, как и на других площадях региона, содержат незначительную примесь ангидрита и характеризуются неравномерным, частоglomerуластым распределением доломита в породе.

Известняки F нельзя отождествлять с рудными телами F. Последние образовались в результате осернения осадочной толщи, представляющей собой переслаивание осадочных пород различного литологического состава — ангидритов, сульфатно-карбонатных и карбонатных пород. В результате метасоматических процессов ангидриты превращены в серно-кальцитовые породы, а известняки, образующие в них пласты и линзы, подвергались перекристаллизации и осернению. Мощность эпигенетически измененных пород варьирует от полного выклинивания до нескольких десятков метров.

Пласты и линзы осадочных известняков залегают в основании ангидритовой толщи, реже — выше по разрезу на различных стратиграфических уровнях. Насыщенность сульфатной толщи известняками предопределила наблюдаемые в рудных телах соотношения серно-кальцитовых и серно-известняковых типов руд. Они резко варьируют на небольших расстояниях. Так, по скв. 54 на долю первично-осадочных известняков в нижней части ангидритовой толщи приходится более 80%, тогда как в рядом расположенной скв. 13 известняки составляют не более 20—25% разреза. Известняки темно-серые и серые, часто с коричневатым оттенком. Иногда в них отмечаются створки раковин. Перекристаллизованные разновидности приобретают светло-серую окраску и зернистое строение. Как правило, известняки массивные, кавернозные, реже брекчиевые и пятнистые.

Среди первичных сульфатно-карбонатных пород, по-видимому, были широко развиты и слоистые текстуры, представляющие чередование известняков и ангидритов. Такие породы, слабо осерненные, наблюдались нами по скв. 5/1. В карьере «Южном» выявлена микрослоистая текстура ангидритов, залегающих на серных рудах слоистой текстуры. Она образуется за счет субпараллельного расположения тонких цепочек и линзочек пелитоморфного известняка в микрозернистом ангидрите. Для темных прослоев серных руд полосчатой текстуры, сложенных перекристаллизованными известняками, определено повышенное содержание глинистого материала (Лазарев, 1963).

Полосчатые руды широко распространены и на месторождениях Предкарпатья (Трухачева и др., 1969), в которых вторичная крупнокристаллическая сера и вторичный крупнокристаллический кальцит образуют параллельные плоскости в пелитоморфном известняке с тонко-вкрапленным осернением. В последнее время для Предкарпатских месторождений убедительно показано развитие метасоматических процессов, преобразующих гипсоангидриты в серно-кальцитовые породы (Саксеев, 1969). Таким образом, руды полосчатой текстуры состоят из серно-кальцитовых пород, образовавшихся по ангидриту, и перекристаллизованных и осерненных известняков.

Первично-осадочные известняки под воздействием поверхностных и сероводородных вод, формирующих серные залежи, подвергались растворению. Особенно легко растворялись в них порфиروبласты и включения ангидрита и гипса. Возникающая кавернозность способствовала перекристаллизации известняков и другим процессам эпигенеза. Происходило выпадение кальцита, серы, целестина и флюорита. Вторичные кальциты, образованные метасоматически по ангидриту и гипсу и водородным путем, как правило, в шлифе под микроскопом бесцветны. Форма кристал-

лов скаленоэдрическая, текстура гранобластовая. Кальцит, образующийся за счет перекристаллизации пелитоморфных и мелкозернистых известняков, как правило, сохраняет первичную для них окраску, но более светлых тонов. Структурно-текстурные и минералого-геохимические особенности эпигенетически измененных пород позволяют уверенно определять по каким первично-осадочным породам они образованы. В целитоморфных известняках карьера «Южного» присутствует мелкозернистый (0,01—0,02 мм) флюорит и единичные зерна селлита (?). При перекристаллизации известняки приобретают гетеробластовую микроструктуру, наблюдается укрупнение кристаллов флюорита.

В серных залежах этого же карьера, а также в шахте № 3 (горизонт 480 м, целик камеры 14—15) были выявлены пелитоморфные и мелкозернистые известняки, местами сгустковой микроструктуры. В этих известняках устанавливаются таблитчатой формы порфиروبласты бесцветного кальцита, образованные в пустотах выщелачивания ангидрита. Достоверность этих выводов подтверждается и тем, что в залегающем рядом темно-сером известняке мелкозернистой и сгустковой микроструктуры присутствуют многочисленные порфиروبласты гипса таблитчатой и удлиненно-таблитчатой формы, в большей части которых сохранились нередко крупные реликтовые зерна ангидрита. Вторичные белые кальцитовые породы, образовавшиеся метасоматически по ангидриту прожилково-вкрапленной текстуры, сохраняют в себе включения слабо перекристаллизованных темно-серых известняков.

Большой интерес представляют доломитистые и доломитовые известняки, выявленные нами по скв. 54/IV и 12. Осадочный генезис этих пород не вызывает сомнения, ибо при метасоматическом преобразовании ангидрита образуется только кальцит. Это плотные породы темно-серого цвета. Характерная черта доломитсодержащих известняков — их крайняя неоднородность строения и неравнозернистость. Местами отмечается гломеробластовое строение. Преобладающая микроструктура — гетеробластовая. Отдельные скопления кристаллов доломита имеют гранобластовую микроструктуру. В доломитовых известняках присутствуют редкие мелкие светло-бурые зерна флюорита. Наблюдаемые в разрезах различные содержания доломита и ангидрита в известняках обусловлены, по-видимому, фациальной зональностью. В целом карбонатные породы ангидритовой толщи Гаурдакского месторождения аналогичны известнякам, их доломит- и сульфатсодержащим разновидностям других площадей региона.

Для решения генетических вопросов рассмотрим опубликованные (Мамчур, Лазарев, 1968) и полученные нами результаты определения изотопного состава углерода карбонатов кальция первично-осадочных пород и продуктов их гидрогенного преобразования. Они показывают, что δC^{13} неизмененных известняков ангидритовой толщи, включая известняки D и F, а также ветвящихся прожилков известняка в ангидритах, и известняков карбонатной формации месторождения Гаурдак и других площадей района +0,4—0,1%, что отвечает морским карбонатам осадочного генезиса (Крейг, 1954). В различной степени перекристаллизованных известняках появляются значения $\delta C^{13} = -0,2 - (-) 0,4 - (-) 0,7 - (-) 1,6$, редко понижаясь до $-1,8\%$. Важно отметить, что наблюдаемое облегчение углерода полностью распространяется и на известняки D — типичные осадочные образования. Для белого кальцита, парагенного сере, образующегося метасоматическим путем по ангидриту, δC^{13} понижается до $-2,0 - (-) 2,6\%$. Характерно, что темно-серые с коричневатым оттенком пелитоморфные известняки, образующие прожилки в ангидрите, претерпели при этом перекристаллизацию, но δC^{13} в них не опустилось ниже $-1,3 - (-) 1,6\%$.

Наши данные, дополняющие материалы Г. П. Мамчура и И. С. Лазарева (1968), показывают, что существующие различия в изотопных отно-

шениях углерода известняков и кальцитов определяются не глубиной их залегания. В кальците, образующемся по ангидриту, и кальците, возникающем при перекристаллизации пелитоморфного известняка осадочного происхождения, значение величины $\delta^{13}\text{C}$ зависит от того, какую роль при их образовании играла углекислота морского известняка (Grinenco, 1967). Чем больше ее участие, тем более тяжелым будет углерод в образовавшейся карбонатной породе.

Имеющиеся материалы, в частности порфиروبластовые выделения и скопления сульфатных минералов в известняке, а также совместное нахождение ангидрита со скелетными остатками морских организмов, позволяют сделать ряд выводов об условиях образования известняков ангидритовой толщи. В бассейне седиментации в разное время отлагались то карбонатные осадки с остатками раковин моллюсков и остракод, то сульфатные. В этом бассейне, удаленном от области морского питания на сотни километров, изменение солёности связано в первую очередь с изменением климатических условий. Климатическая ритмичность обуславливала образование тонких перемежающихся прослоев карбонатного и сульфатного илов. Эти осадки в дальнейшем подвергались диагенетическим преобразованиям. Так, при преобладании карбонатного ила, возникли порфиروبластовые кристаллы ангидрита в карбонатной породе, а в тех случаях, когда было больше сульфатных осадков, образовались прожилки и включения известняка в ангидрите. Загрязненность порфиروبластов ангидрита пелитоморфным кальцитом — одно из доказательств того, что крупные зерна ангидрита и их скопления образовались в илу сульфатно-карбонатного состава. Для отнесения порфиروبластовых выделений ангидрита сульфатно-карбонатных пород Адамташской структуры к эпигенетическим образованиям, которые возникают в результате метасоматического замещения известняка (Гаврилюк, 1967), нет никаких оснований. Эпигенетический ангидрит иногда отмечается в известняках, измененных подземными водами (площади Белессыйнак, Карлюк), но он существенно отличается от порфиروبластов диагенетического ангидрита сульфатнокарбонатных пород. Эпигенетический ангидрит белый, реже бесцветен, образует прожилки и неправильной формы включения (до 5—8 мм).

На Гаурдакском месторождении отчетливо устанавливается линзовидная форма известняков F, а также их приуроченность к опущенным участкам-грабенам в подстилающих известняках карбонатной формации. На участках, удаленных от зон дробления, известняки в ангидритовой толще не установлены. Из этого следует, что насыщенность разреза ангидритовой толщи линзами известняка определяется не только расположением области осадконакопления по отношению к береговой линии, но и характером рельефа дна бассейна. Анализ изменения мощностей верхнеюрской галогенной формации показал дифференцированность тектонических движений отдельных блоков во время ее формирования. Сульфатно-карбонатное и карбонатное осадконакопление на площади Гаурдакского месторождения серы связано с конседиментационным развитием дизъюнктивной тектоники. Конседиментационные зоны разломов создали в бассейне относительно более глубоководные участки, чем основная часть дна бассейна, в которых происходило отложение карбонатных и сульфатно-карбонатных осадков.

Роль литологического состава в образовании серных залежей. Длительное время считали, что известняки карбонатной формации — наиболее водообильные породы региона. Однако гидрогеологическими исследованиями последних лет установлено, что высокодебитные источники из этих известняков, выводящие на поверхность целые реки воды, приурочены к крупным зонам тектонических нарушений, и их дебит объясняется большим избыточным напором и благоприятными условиями разгрузки.

В целом известняки карбонатной формации оказались слабо- и среднепроницаемыми (в среднем $3 \cdot 10^{-3}$ м/сутки), слабоводообильными (величина удельных дебитов скважин $0,1—3,4 \cdot 10^{-2}$ л/сек·м) с ухудшением фильтрационных свойств пород с глубиной в районе Гаурдакского поднятия. Коэффициент фильтрации и удельные дебиты скважин в сероносных известняках в среднем 13 м/сутки и 13 л/сек·м соответственно. Эти данные указывают на хорошие фильтрационные и коллекторские свойства пород. Открытая пористость сероносных известняков равна примерно 10%. Близкие в среднем величины пористости наблюдаются также в кавернозных и брекчиевидных разновидностях сульфатно-карбонатных пород нижней части ангидритовой толщи на других площадях региона (Сурхантау, Байсунтау). Эти породы слагают наиболее водообильную и проницаемую часть верхнеюрского водоносного комплекса.

Обобщая материалы по Средней Азии и другим регионам, мы пришли к выводу, что формирование промышленных месторождений серы в осадочных толщах происходило только при наличии водообильных водоносных горизонтов, обогащенных сероводородом ($100—150$ мг/л и выше). В свете этих данных становится понятной приуроченность серного оруденения именно к карбонатно-сульфатным литолого-фациальным комплексам. Гипсоангидритовые отложения служат основным источником сульфатного иона SO_4^{2-} в подземных водах, они же метасоматическими процессами преобразуются в серные руды, в то время как пласты известняков и сульфатно-карбонатных пород благодаря своим хорошим коллекторским свойствам являются водоносными горизонтами. Следовательно, присутствие известняков и сульфатно-карбонатных отложений осадочного генезиса в ангидритовой толще юго-западных отрогов Гиссарского хребта, особенно в ее основании, — одна из главнейших геологических предпосылок, предопределявшая формирование промышленных залежей серы.

Хорошие инфильтрационные свойства сульфатно-карбонатных пород, присутствие в них ангидрита и гипса, по которым развивается сера метасоматическим путем, и высокое содержание в известняках карбонатной формации органического вещества, задерживавшего окисление сероводорода до серы, определяли ярко выраженный избирательный характер осернения известняков F.

ЛИТЕРАТУРА

- Абетов Е. М. Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара (литология и нефтегазоносность). Ташкент, «Наука», 1965.
- Гаврилюк М. Г. О превращении карбонатных пород в сульфатные при участии нефтяных вод и газов (на примере Адамташского месторождения). — Докл. АН УзССР, 1967, № 12.
- Данов А. В. Об условиях образования месторождений серы Средней Азии. — Тр. ЦНИГРИ, М., 1936, вып. 88.
- Ишниеязов Д. П. К текстурным особенностям ангидритовой толщи Тюбегатана. — В кн.: Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса, Ташкент, «Наука», 1964.
- Коган В. Д. Основные закономерности размещения и строения серных руд Гаурдака. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.
- Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода. — В сб.: Изотопы в геологии, М. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Лазарев И. С. Геологические особенности строения и вопросы генезиса серных залежей Гаурдакского месторождения. — В Информ. бюл.: Промышленность горнохимического сырья и природных солей, вып. 1, 1963.
- Лазарев И. С. Продуктивные отложения Гаурдакского месторождения серы. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн. и геол. наук, 1967, № 2.
- Лаптиева Е. М., Мирошников В. П. О разрезе Гаурдакской толщи и времени образования сероносных залежей Гаурдака. — Изв. Туркм. ФАН СССР, 1947, № 1.
- Мамчур Г. П., Лазарев И. С. Изотопный состав углерода в карбонатах Гаурдакского месторождения серы. — Геохимия, 1968, № 7.

- Парникель Е. С. Гаурдакское месторождение самородной серы.— В сб.: Геология: месторождений самородной серы, М., «Недра», 1969.
- Померанц Л. Б., Беленицкая Г. А. Роль микроорганизмов во вторичных изменениях пород Гаурдакского месторождения.— Микробиология, 1969, т. 38, вып. 1.
- Саксеев Г. Т. О генезисе самородной серы на примере Загайпольского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Сотириади К. А., Нуртаев С. Н. О карбонатных формациях юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Каршинской области.— Тр. ВНИГНИ, М., 1961, вып. 35.
- Трухачева А. Г., Никитенко И. А., Вдовиченко Г. М. Типы серных руд Роздольского месторождения.— В сб.: Геология месторождений самородной серы, М., «Недра», 1969.
- Юшкин Н. П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза.— В сб.: Геология месторождений самородной серы, М., «Недра», 1969.
- Cripenko W. A. Untersuchung der Bildungsverhältnisse sedimentärer Schwefellagerstätten mit Hilfe der Isotopenanalyse.— Ber. Dtsch. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstat-tenf Bd. 12, No. 1, Berlin, 1967.

Среднеазиатский научно-исследовательский
институт геологии и минерального сырья
Ташкент

Дата поступления
15.XI.1970

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.1 : 53 : 553.55

О ПОРИСТОСТИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

К. И. БАГРИНЦЕВА

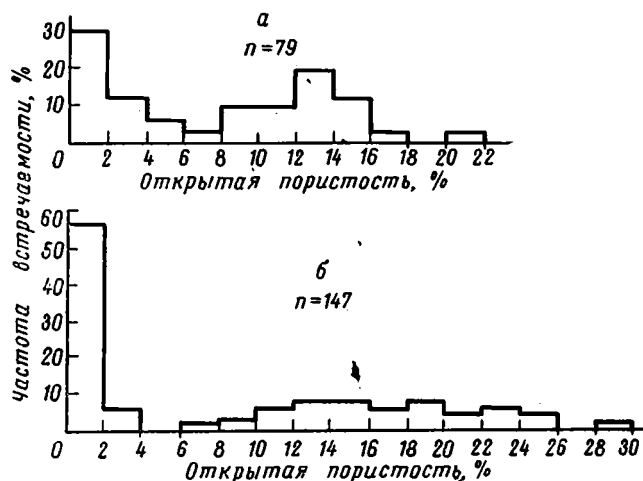
Фильтрующие и емкостные свойства карбонатных пород отличаются крайним непостоянством, вследствие многообразия и изменчивости литологического состава, текстурно-структурных особенностей, неоднородности развития каверн и трещин. Детальное изучение типов пород, слагающих продуктивные отложения среднего карбона и перми месторождений Куйбышевского Поволжья и Оренбургского Приуралья, и карбонатных пород келловей-оксфордского возраста месторождений Учкыр (Узбекистан), Саман-Тепе (Туркмения) позволило проанализировать связь состава, текстурно-структурных особенностей с емкостными и фильтрующими свойствами и выявить основные закономерности изменения коллекторских свойств (Багринцева, Перькова, 1968, 1970; Багринцева, Ханин, 1969, Перькова, 1969). В разрезе продуктивных отложений изучены обломочные, органогенные, органогенно-детритовые, сгустковые и зернистые карбонатные породы. Среди них встречены как чистые известняки и доломиты, так и переходные разновидности.

Открытая пористость относится к числу важнейших параметров, знание которых необходимо для оценки коллекторов. Очень важно установить нижние пределы пористости для отнесения пород к коллекторам или неколлекторам. Опытами установлен широкий диапазон значений открытой пористости от долей процента до 35%, при этом большая величина ее никак не характеризует свойств и не может служить критерием для отнесения пород к коллекторам. Высокие значения открытой пористости (15—20%) встречаются практически у всех пород, имеющих различный генезис и состав. Распределение открытой пористости пород-коллекторов показывает значительные колебания: в целом по месторождениям Оренбурга пористость меняется 0—30%; по Вуктылу — 0—28%, по породам Средней Азии — 0—30%; по Куйбышеву — 1—32%, по Горькому — 6—34%.

Распределение пористости, произведенное отдельно для хемогенных известняков и доломитов, а также для органогенных известняков на примере коллекторов, развитых на месторождениях Средней Азии и в Оренбурге, выявляет близкие значения пористости пород различных типов. Так, большинство образцов (62% от 147) известняков и доломитов хемогенного генезиса (фиг. 1) отличается очень низкой пористостью от долей процента до 4%. В то же время на представленных гистограммах отчетливо видно, что среди этих пород встречаются разновидности, обладающие значительно большей открытой пористостью, а в отдельных образцах величина ее достигает 25%. Диапазон изменения пористости в органогенных

известняках (см. фиг. 1) также велик — от 0 до 25%, но процентное соотношение низко- и высокопористых разностей несколько иное. 42% (от числа изученных 79 образцов) органогенных известняков имеют пористость от 0 до 4%, а в остальных пористость достигает 10—20%.

Аналогичный характер распределения пористости наблюдается в карбонатных породах различного происхождения и в Оренбургском месторождении, но здесь органогенные, сильно перекристаллизованные известняки, составляющие большинство, имеют пористость 5%. Однако предельные значения пористости значительно сужаются, если проанализи-



Фиг. 1. Распределение открытой пористости в различных генетических типах пород месторождений Средней Азии
а — органогенные; б — хемогенные; n — число образцов

ровать емкостные свойства карбонатов различного генезиса с учетом их фильтрующих свойств. Изучение пористости отдельных типов пород (водорослево-фораминиферовые, хемогенные, сгустково-органогенно-детритовые, биоморфные, органогенно-детритовые), проведенное на примере Оренбургского месторождения, выявило тесную связь пористости с текстурно-структурными особенностями пород. Водорослево-фораминиферовые известняки (280 образцов) с проницаемостью менее 0,1 *мдарси* отличаются низкой пористостью: 77% изученных образцов имеют пористость от 0 до 10%.

Хемогенные (микрозернистые и пелитоморфные) известняки (228 образцов) с проницаемостью менее 0,1 *мдарси* в большинстве своем имеют пористость 0—5%.

Сгустково-органогенно-детритовые известняки (227 образцов) в интервале проницаемости 0,1—10 *мдарси* отличаются низкими значениями пористости: 58% образцов характеризуются пористостью 0—5%, а 26% — 5—10%.

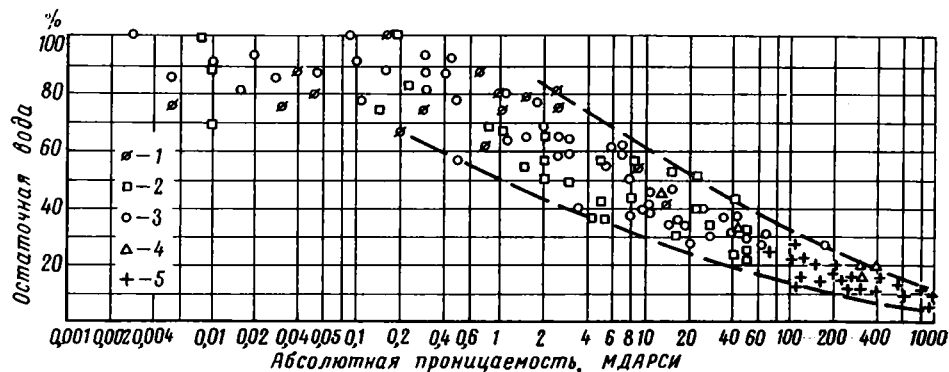
Биоморфные карбонатные породы (коралловые, водорослевые и др.) с проницаемостью 1—10 *мдарси* в своем большинстве (100 образцов) обладают высокой емкостью — 15—20%.

Органогенно-детритовые породы с высокой фильтрующей способностью (10—100 *мдарси*) отличаются высокой пористостью — 15—25, реже 10—15%.

Анализ фактического материала показывает, что по мере увеличения фильтрационных свойств возрастают предельные значения и процентное содержание пород, обладающих более высокой пористостью. Таким образом, главным критерием оценки коллекторов служат фильтрующие

свойства, зависящие от сложности строения порового пространства, которое в свою очередь является результатом длительного процесса преобразования пород.

Наиболее тесной и показательной является связь между количеством связанной воды и проницаемостью (фиг. 2) — параметрами, зависящими от геометрического строения порового пространства. На фиг. 2 видно, что максимально благоприятными коллекторскими свойствами обладают органогенно-детритовые и обломочные породы, слабоцементированные. Они характеризуются проницаемостью более 100 *мдарси* и низким содержа-



Фиг. 2. Соотношение остаточной водонасыщенности и проницаемости в карбонатных породах различного состава и структуры
1 — известняки микрозернистые пелитоморфные; 2 — известняки комковатые органогенно-детритовые, плотносцементированные, сильно перекристаллизованные; 3 — доломиты микрозернистые; 4 — доломиты и известняки обломочные; 5 — известняки органогенно-детритовые, слабоцементированные

нием связанной воды — до 20%. Ранее отмечалось, что эти породы отличаются высокими значениями открытой пористости—20—30%. Учитывая, что количество связанной воды в них невелико и она займет несущественный объем порового пространства, эффективная пористость почти не изменится по сравнению с открытой и будет отличаться столь же высокими значениями.

Совершенно иное соотношение параметров проницаемости и остаточной водонасыщенности свойственно микрозернистым и пелитоморфным известнякам и доломитам. Приведенный график показывает, что известняки и доломиты хемогенного генезиса характеризуются высоким содержанием связанной воды, в основном более 35%, и очень малой величиной проницаемости — менее 50 *мдарси*, чаще всего 1—10 *мдарси*. Большое количество связанной воды — 50—70% и более — сильно уменьшает эффективную пористость, доступную для флюида. Благодаря этому в подобных породах, несмотря на высокие значения открытой пористости, составляющие иногда 15—20%, величина эффективной (полезной) пористости уменьшается до 5—7%.

Таким образом, в тех случаях, когда в структуре порового пространства преобладающее развитие имеют мелкие поровые каналы, величина открытой пористости может быть значительной, но основной объем пор почти нацело занят связанной водой. Проведенные исследования позволяют сделать вывод о большом значении текстурно-структурных и генетических особенностей пород для формирования их коллекторских свойств. На основании анализа связей между а) пористостью и газопроницаемостью; б) пористостью и остаточной водой; в) остаточной водой и газопроницаемостью; г) газонасыщенностью и проницаемостью удалось установить минимальные и максимальные величины оценочных парамет-

Оценочно-генетическая классификация карбонатных пород—коллекторов нефти и газа

Группа	Класс	Абсолютная проницаемость, (Ка) <i>мдагси</i>	Остаточная вода, % от объема пор (α) (пределы, соответствующие максимальной проницаемости)		Коэффициент газонасыщенности, K_2	Пористость открытая (m_0), %	Тип и характеристика коллектора		Порода		
			нижний	верхний					Состав	Текстурно-структурная характеристика	Генезис
А	I	1000—500	5	10	0,95—0,90	20—35	Поровый и порово-кавернозный	Высокая полезная емкость и высокие фильтрующие свойства		Органогенно-детритовые и комковатые породы слабосцементированные (цемента до 10%), рыхлая упаковка фрагментов; поры седиментационные	Органогенные, обломочные, оолитовые
	II	500—300	10	20	0,90—0,80	16—30	Поровый		Известняки, доломиты и все переходные разновидности	Органогенно-детритовые, комковатые слабо перекристаллизованные, сравнительно плотно сцементированные (цемента 10—20%), тонко-, мелко-, среднезернистые породы; поры седиментационные и реликтовые	Органогенные, обломочные, оолитовые, хемогенные (вторично измененные в диагенезе и катагенезе)
	III	300—100	12	22	0,88—0,78	15—28	»				
Б	IV	100—50	16	30	0,84—0,70	12—25	Трещинно-поровый и поровый	Средняя полезная емкость и средние фильтрующие свойства		Органогенно-сугликово-детритовые, плотно сцементированные и сильно перекристаллизованные породы; упаковка фрагментов плотная; пелитоморфно-микро-тонкозернистые; поры реликтово-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации	Органогенные, обломочные, биохемогенные, хемогенные
	V	50—10	20	38	0,80—0,62	12—25					

		Хемогенные, биохемогенные, органогенные		Пелитоморфно-мик- розернистые, стугу- сковые и стугуково- детритовые, сильно перекристаллизова- ные породы с плохо различимыми формен- ными элементами; пус- тоты выщелачивания (единичные), возможно седиментационные	
		Низкая полез- ная емкость и низкие фильт- рующие свойст- ва матрицы			
		Порово-тре- щинный и тре- щинный		Преимущест- венно трещин- ный	
		3—20 0,1—4		2—15 0,1—4	
		0,65—0,45 ≈1		0,40—0,15 ≈1	
		55 —		—	
		35 —		60 и выше —	
		VI 10—1 (матрицы) 300—1 (трещин)		VII 1 и меньше (мат- рицы) 300—1 (трещин)	
В					

ров, свойственные карбонатным коллекторам, отличающимся различной структурой порового пространства и генезисом.

Не останавливаясь на рассмотрении существующих классификаций карбонатных коллекторов, так как это не входит в задачу данной статьи, отметим, что ни в одной из них не учитываются генетические особенности пород, и последние не увязываются с оценочными параметрами (Теодорович, 1958; Смахов и др., 1958). Данная классификация (таблица) основана на подразделении карбонатных коллекторов по проницаемости, емкости, газонасыщенности и предлагается с учетом генезиса карбонатов.

Все карбонатные породы-коллекторы разделены по проницаемости на три большие группы: А, Б, В объединяющие семь классов.

Группа А представлена в основном карбонатами органогенного и обломочного происхождения, отличающимися рыхлой упаковкой фрагментов и различной окатанностью обломков. Цемент содержится в небольшом количестве — до 10%, образует крустификационные корочки и регенерационные оболочки вокруг детрита, редко заполняет поры. Представлен цемент новообразованными кристаллами кальцита. Характерно простое строение пустотного пространства, в котором преобладают хорошо взаимосвязанные поры лапчатой, заливообразной формы. Поры радиусом 100—300 м соединяются между собой широкими — до 80—200 м, но короткими каналами. Стенки пустот сильно изрезаны, пустоты седиментационные, иногда увеличенные выщелачиванием. Крупные, хорошо взаимосвязанные поровые каналы обеспечивают высокую проводимость пористой среды.

Породы-коллекторы характеризуются высокими значениями пористости и столь же высокой полезной емкостью — от 20 до 35%. Группа А содержит два класса, подразделяющихся по проницаемости: 300—500 *мдар-си* и от 500 и выше. Содержание связанной воды в них незначительно — 5—20%, и она мало влияет на снижение эффективных параметров, вследствие чего эффективная газопроницаемость (при наличии пленки связанной воды) практически равна абсолютной.

Коэффициент газонасыщенности пород I и II классов высокий — 0,95—0,80. Тип коллектора — поровый.

Группа Б представлена сильно измененными породами органогенного и обломочного происхождения, а также мелко-, тонко- и среднезернистыми разновидностями хемогенного и биохемогенного генезиса. Органогенные и органогенно-обломочные карбонаты характеризу-

ются различной степенью цементации (цемента 15—20% и более), неодинаковой интенсивностью перекристаллизации (от слабо до сильно перекристаллизованных) и различной плотностью упаковки фрагментов.

Породы этой группы отличаются значительной вторичной кальцитизацией, интенсивность которой определяет сложное строение порового пространства: морфологию, размеры и форму поровых каналов, а также характер их взаимосвязи. Размеры пустот колеблются от 10 до 60 μ , они сильно сократились за счет выделения в них новообразованного кальцита в виде крустификаций, регенераций и различной величины кристаллов.

Соединение поровых каналов осуществляется по узким (5—10 μ) канальцам, наблюдаются и широкие соединительные каналы до 100 μ между органогенными обломками. Наличие поровых каналов различного сечения и преобладание узких, сильно извилистых, снижает проницаемость этих пород с 300 до 10 мдарси.

Степень уплотнения, цементации и перекристаллизации пород возрастает от III к V классу коллекторов. В III классе встречаются в основном породы органогенно-обломочного генезиса, из хемогенных такими же коллекторскими свойствами обладают только сильно выщелоченные разнотернистые известняки и доломиты, вторично измененные в диагенезе и катагенезе. В IV и V классах одинаковое положение занимают плотно-сцементированные и сильно измененные органогенно-обломочные породы, хемогенные и биохемогенные. Пары седиментационные и реликтово-седиментационные, в кристаллических породах — пустоты выщелачивания и перекристаллизации. Взаимосвязь поровых каналов сильно усложнена. Породам этой группы соответствуют сравнительно высокие значения открытой пористости от 15 до 28%, тем не менее полезная емкость их в целом по сравнению с коллекторами группы А значительно ниже — 5—15%.

Полезная емкость III, IV и V классов весьма различна в связи с большим диапазоном содержания связанной воды — 12—38%. Постепенное усложнение структуры порового пространства; распространение большого числа мелких пор, сильная извилистость и шероховатость поровых каналов и т. д. — явились результатом неодинакового влияния связанной воды на изменение эффективных параметров емкости и проницаемости. Именно для коллекторов группы Б характерна обратная линейная связь между остаточной водонасыщенностью и логарифмом проницаемости. Породы — коллекторы группы Б отличаются средней полезной емкостью и средними фильтрующими свойствами. Они подразделяются на три класса, которые характеризуются большим диапазоном изменения емкостных и фильтрационных свойств. Коэффициент газонасыщенности для III класса коллекторов 0,88—0,78, для IV класса — 0,84—0,70, а в V классе он снижается до 0,8—0,62. Тип коллектора в основном поровый, но V класс может быть представлен трещинно-поровым.

Группа В представлена главным образом породами хемогенного и биохемогенного происхождения, а также сильно перекристаллизованными органогенными породами, в которых форменные элементы практически неразличимы. Это очень плотные малопроницаемые и чаще всего низкопористые породы.

Поровое пространство хемогенных и биохемогенных пород крайне неоднородно и сложно по строению: морфология, размеры пор, форма взаимосвязи их определяются интенсивностью вторичных процессов. Поры отличаются округлой, иногда неправильной формой, располагаются между кристаллами или секут их. Соединение пор друг с другом осуществляется по межкристаллическим канальцам, ширина и степень извилистости которых зависят от размеров кристаллов цемента. Чем меньше кристаллы, тем тоньше зазоры между ними, а следовательно, более узкие и извилистые каналы, соединяющие поры.

Мелкие поры соединяются друг с другом по тончайшим (менее 5—10 м) каналам, которые прослеживаются между кристаллами в основной микро-тонкозернистой массе карбоната. Сообщаемость поровых каналов затруднена, часто они изолированы, что определяет их низкие фильтрационные свойства, характерны пустоты выщелачивания и перекристаллизации. Породы-коллекторы этой группы отличаются низкой полезной емкостью матрицы и низкими фильтрующими свойствами ее — доли и единицы миллидарси.

Открытая пористость пород незначительна — 5—8%, в отдельных случаях она велика и достигает 15—20%, но большая часть порового пространства на 60—70% занята остаточной водой, поэтому полезный объем незначителен — 1—8%. Влияние связанной воды очень велико, вследствие чего эффективная проницаемость на порядок ниже абсолютной. Коэффициент газонасыщенности основной массы этих пород равен 0,3—0,4, очень редко — 0,65. В эту группу входят порово-трещинный и трещинный типы коллекторов. Интенсивность развития трещин имеет решающее значение для отнесения пород к коллекторам или неколлекторам.

В чем же характерные особенности формирования пустотного пространства карбонатных пород различного генезиса, которые определили их столь неодинаковые коллекторские свойства?

Причина низкой пористости хемогенных, биохемогенных известняков и доломитов заключена в первичных условиях их накопления. Они образуются в условиях насыщенных растворов, и между отдельными частицами осадка находится тот же насыщенный раствор, а последующая кристаллизация приводит к залечиванию седиментационной пористости. В стадию диагенеза этот процесс продолжается либо в виде роста уже существующих кристаллов с образованием равномерно тонко- и микрозернистых или разнотоннозернистых структур, либо путем образования в порах новых кристаллов. Таким образом, хемогенные и биохемогенные породы в силу специфических условий их накопления имеют незначительную первичную пористость, а самое главное, обладают сложным строением порового пространства с очень извилистыми тончайшими каналами, движение растворов по которым крайне затруднено. Растворяющая способность поровых растворов с концентрацией, близкой к насыщению, ничтожна, поэтому развития высокой вторичной пористости в хемогенных породах практически не происходит.

Органогенные, органогенно-обломочные и обломочные карбонатные породы в момент их седиментации отличаются высокой первичной пористостью. На раннем этапе диагенеза в этих осадках в силу повышенного содержания органического вещества генерируется значительное количество углекислоты, что способствует развитию процессов растворения. На позднем этапе диагенеза происходит залечивание седиментационной и раннедиагенетической пористости, однако полного уничтожения не отмечается в силу высоких значений уже сформировавшихся пустот. В этом, очевидно, заключена главная отличительная особенность органогенных и обломочных пород по сравнению с хемогенными. Направленность последующих процессов определяет, произойдет ли залечивание имеющейся высокой пористости или ее увеличение. Наиболее интенсивное развитие вторичной пористости будет приурочено к этапу регрессивного эпигенеза, в период которого карбонатные породы располагаются в зоне постоянной циркуляции подземных вод.

В общем виде связь первичной и вторичной пористости в органогенных и органогенно-обломочных карбонатных породах выражается в том, что при одинаковой направленности процесса наиболее интенсивно выщелачивание будет происходить в горизонтах с высокой первичной пористостью. Таким образом, еще более усугубится анизотропность карбонатных пород в отношении формирования вторичной пористости. Важное значение при этом имеют литологический состав пород и химизм подзем-

ных вод. Вопрос о формировании вторичной пористости в стадию эпигенеза в различных гидрохимических зонах подробно рассмотрен Д. С. Соколовым (1962); им сделан вывод о тесной связи ее с составом пород. Наши исследования коллекторских свойств карбонатных пород полностью подтверждают его точку зрения.

В зоне гидрокарбонатных вод вследствие недонасыщенности их главнейшими соединениями карбонатных и сульфатных пород развитие эпигенетической пористости происходит особенно интенсивно. Она развивается в породах с крупными порами, хорошо соединяющимися друг с другом. Это органогенные и органогенно-обломочные известняки, диагенетические доломиты и кальцитизированные доломиты. Установлено (Янатьева, 1954), что в зоне гидрокарбонатных вод растворимость кальцита превышает растворимость доломита. В связи с этим эпигенетическая пористость в этой зоне развивается более интенсивно в известняках, чем в доломитах. Развитие эпигенетической пористости затруднено в первичных доломитах и хемогенных известняках.

В зоне сульфатных вод растворимость кальцита и доломита также различна. Развитие эпигенетической пористости известняков под воздействием таких вод затруднено, и эта зона оказывается наиболее благоприятной для интенсивного выщелачивания доломитов. Очевидно, развитие эпигенетической пористости будет протекать преимущественно не в первичных доломитах, а в диагенетических, пористость которых выше.

Исследований, по которым можно было бы судить о растворяющей способности хлоридных рассолов по отношению к карбонатным породам и ангидритам, почти нет. Экспериментальные работы О. К. Янатьевой (1954) и Н. В. Тагеевой (1955) позволяют предполагать ничтожное выщелачивание карбонатных и сульфатных пород рассолами. Породы, находящиеся в зоне хлоридных рассолов, характеризуются практическим отсутствием эпигенетической пористости.

Таким образом, при одинаковом составе карбонатных пород в зависимости от химизма подземных вод и термодинамических условий благоприятными емкостными и фильтрующими свойствами будут обладать в одних случаях известняки, в других — доломиты.

В изученных нами продуктивных отложениях на месторождениях Учкыр (Средняя Азия) и Вуктыльском наиболее высокими емкостными и фильтрующими свойствами отличаются доломиты, а в месторождениях Саман-Тепе (Средняя Азия), Куйбышевского Поволжья и Оренбургской области — известняки.

Выводы. 1. Открытая пористость карбонатных пород не может служить критерием оценки коллекторских свойств. Высокие значения эффективной (полезной) пористости свойственны органогенным, органогенно-обломочным и обломочным породам и практически не наблюдаются у карбонатных пород хемогенного генезиса.

2. Литологический состав не имеет решающего значения для определения петрофизических свойств карбонатных пород. Высокими емкостными и фильтрационными свойствами в одинаковой степени могут обладать известняки, доломиты и переходные разности.

3. Наиболее важное значение для оценки коллекторов имеют генетические особенности карбонатных пород, вследствие чего к коллекторам I и II классов относятся только породы органогенного, органогенно-обломочного, обломочного происхождения. Хемогенные карбонатные породы, как правило, представляют IV—VII классы коллекторов.

Значение генетических особенностей для оценки коллекторских свойств уменьшается в карбонатных породах, претерпевших значительные вторичные изменения, поэтому среди коллекторов с низкими емкостными и фильтрационными свойствами (IV—VII классы) встречаются породы различного генезиса: органогенные, обломочные, хемогенные и биохемогенные.

4. Структура порового пространства — форма, размеры, извилистость и взаимосвязь поровых каналов — определяет фильтрационные свойства карбонатных пород и содержание связанной воды. По мере усложнения геометрии порового пространства коллекторов резко уменьшаются фильтрационные свойства их и снижается полезная емкость за счет увеличения количества остаточной воды.

ЛИТЕРАТУРА

- Багринцева К. И., Перькова Я. Н. Соотношение проницаемости и остаточной водонасыщенности в карбонатных породах-коллекторах ряда месторождений Куйбышевского Поволжья. ВНИИОЭНГ. Нефтегазовая геология и геофизика. М., № 9, 1968.
- Багринцева К. И., Ханин А. А. Остаточная водонасыщенность карбонатных пород-коллекторов порового типа. — Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1969, № 6.
- Багринцева К. И., Перькова Я. Н. Зависимости между основными параметрами в породах-коллекторах келловей-оксфордского возраста месторождений Саман-Тепе, Адамташ, Учкыр. — Геология нефти и газа, 1970, № 9.
- Перькова Я. Н. Типы пород верхней юры в разрезе газовых месторождений Саман-Тепе, Учкыр и их коллекторские свойства. ВНИИОЭНГ. Нефтегазовая геология и геофизика. М., № 7, 1969.
- Смехов Е. М., Гмидт Л. П. и др. Вопросы методики изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами. — Тр. ВНИГРИ, 1958, в. 121, Л.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Тажеева Н. В. Экспериментальные исследования по изучению происхождения пластовых хлоридных щелочноземельных натриевых рассолов. — В сб.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. АН СССР. М., 1955.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Янатьева О. К. О растворимости доломита в воде в присутствии уголекислоты. — Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1954, № 6.

ВНИИГАЗ
Москва

Дата поступления
18.III.1970

УДК 552.12 : 553.32 (574.3)

О ФЛИШОИДНОЙ РИТМИЧНОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖАЙРЕМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

**Ф. Ф. ТАРАНУШИЧ, А. А. РОЖНОВ, В. А. ЛЫТКИН,
В. И. ЩИБРИК, Е. И. БУЗМАКОВ**

Жайрем — типичный представитель Атасуйских месторождений (Митряева и др., 1962; Шерба, 1964). Формирование их происходило в два этапа. С первым — сингенетичным — связаны осадочные марганцево-железные, цинково-олигонитовые и сфалеритовые руды, со вторым — гидротермально-метасоматическим — свинцово-цинково-баритовые руды. В отношении генезиса сингенетичных руд существует две точки зрения. Часть исследователей (Кавун, 1967; Попов, 1968) связывают оруденение исключительно с экзогенными процессами, считая его осадочным. Другие (Соколова, 1958; Сапожников, 1964 и др.) придерживаются мнения об эндогенном — эффузивно-осадочном генезисе оруденения.

Все рудные залежи сосредоточены в морских отложениях верхнефаменского подъяруса, слагающих крылья и донную часть Жайльминской грабенсинклинали (мульды). Протяженность ее более 100 км, ширина 5—30 км. Отложения верхнего фамена в пределах грабенсинклинали

фациально неоднородны. По результатам геологических съемок в западной части ее выделены следующие основные фациальные типы разрезов (фиг. 1).

1. Рифогенные отложения мелкого моря, представленные белыми и светло-серыми органогенными известняками. Занимают обширные площади вдоль южного и западного крыльев Жайльминской мульды.

2. Отложения застойных иловых впадин морского бассейна — черные углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные породы и красноцветные волнисто-слоистые кремнистые известняки.

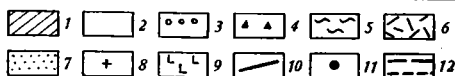
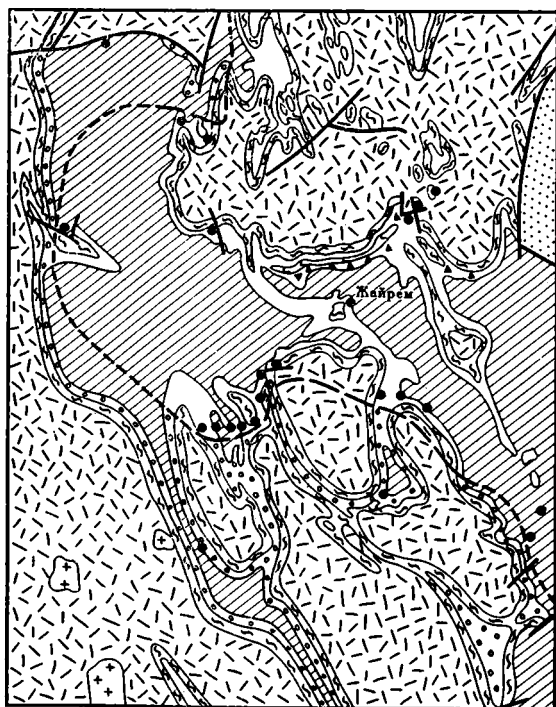
Подавляющее большинство Атасуйских месторождений приурочено к разрезам второго типа. В пределах Жайремского рудного поля верхнефаменский подъярус расчленен на три пачки (снизу вверх): рудную, промежуточную и красноцветных известняков.

Авторы в процессе разведки месторождения установили градационную флишоидную ритмичность в рудной и промежуточной пачках, а также в нижнетурнейских образованиях, что позволило реконструировать фациальную обстановку накопления рудовмещающих отложений и сингенетичных руд. Ниже приводится описание ритмичности на примере одного из горизонтов рудной пачки.

ХАРАКТЕРИСТИКА РИТМИЧНОСТИ

Флишоидная ритмичность выражена в многократном повторении в разрезе многослоев с *graded bedding*. Каждый многослой представляет полный ритм, расчленяемый для более четкого описания на три элемента.

1-й элемент ритма — грубо-, крупно-, среднезернистые известковые песчаники с отчетливо видимой градационной отсортированностью, которые кверху переходят в алевролиты. В нижней части прослоев в составе песчинок чаще преобладает органогенный детрит (криноидеи, брахиоподы, водоросли, спикулы губок), реже — обломки кварцевых



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта западной части Жайльминской мульды

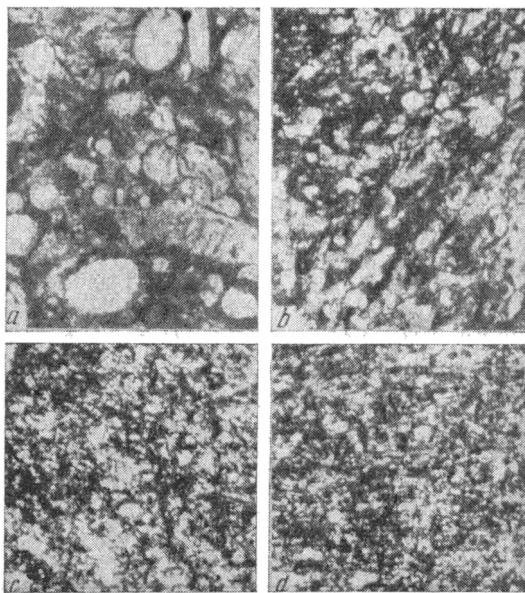
1 — песчано-аргиллитовые известняковые толщи нижнего карбона; 2 — кремнисто-карбонатные рудосытные толщи верхнефаменского подъяруса; 3 — органогенные известняки верхнефаменского подъяруса; 4 — участки проявления вулканической деятельности в верхнем фамене; 5 — известняки и известковистые алевролиты нежефаменского подъяруса; 6 — вулканогенный комплекс среднего девона и франского яруса; 7 — метаморфические толщи нижнего палеозоя; 8 — варисийские гранитоиды; 9 — малые интрузии основного состава; 10 — тектонические нарушения; 11 — месторождения и рудопоявления Атасуйского типа; 12 — границы фаций верхнефаменских отложений (а — достоверная, б — предполагаемая)

порфиоров (фиг. 2, а), в верхней части (фиг. 2, в) — неопределимый органогенный детрит. Песчинки угловатые, часто с элементами внутреннего строения (органогенный детрит) и хорошо окатанные (кислые эффузивы, кварц, калишпат). Размеры их от долей миллиметра до 1—2 мм. Цемент (45—55%) кремнисто-известковый базального типа, алевритовый, микро-криптозернистый, с вкрапленниками пирита. Иногда в основании ритма залегают мелкозернистые карбонатные песчаники или алевролиты, перекристаллизованные с микрогранобластовой структурой, с реликтами обломков.

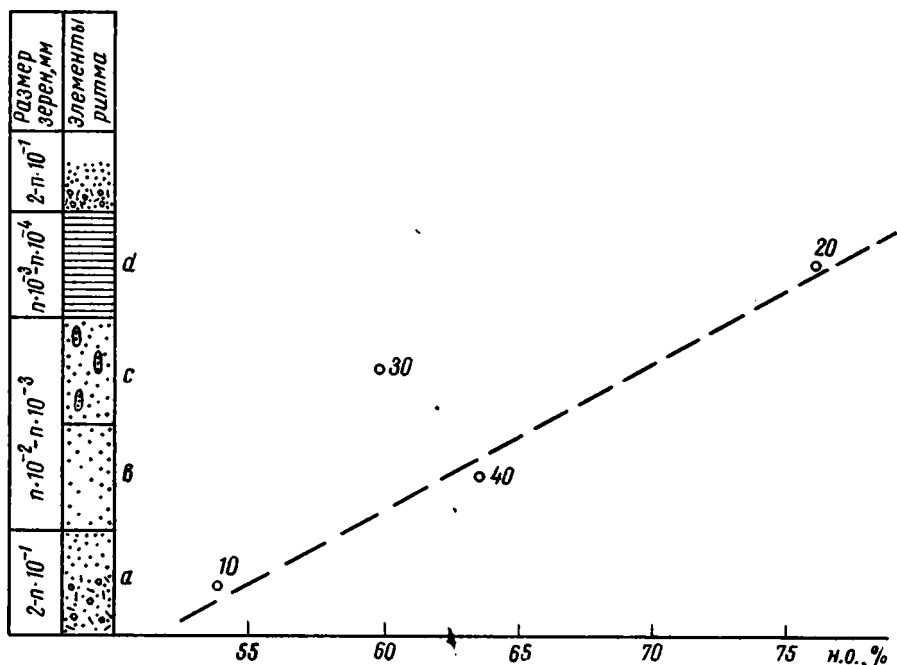
Чрезвычайно показательна морфология базальных прослоев. Почва их всегда неровная, изрезанная, что свидетельствует о размыве нижележащего ритма. Контакт, как правило, очень резкий и контрастный, подчеркнут окраской смежных слоев. Размытые породы кровли нижележащего ритма темно-серые и черные, сменяющие их песчаники серые, светло-серые. Слоистость в базальных слоях отсутствует, появляется только в их кровле. Размер обломков вверх по слойку уменьшается, и одновременно растет роль темно-серого цементирующего материала. Как следствие вверх по слойку окраска его постепенно меняется от светло-до темно-серой. Особенностью базальных слойков является отсутствие в них диагенетических стяжений. Породы базального слойка в единичных наиболее крупных ритмах несут следы многократных перебивов, выраженные в наличии крупных (до 5—7 см) рассредоточенных обломков грубого известкового песчаника в более тонком. Обломки различны по окатанности. Их присутствие придает прослоям облик пудингового конгломерата.

Мощность 1-го элемента ритма, сложенного грубо- и крупнозернистым песчаником 10—70 см. В ритмах с более тонкозернистым базальным слоем, представленным перекристаллизованным мелкозернистым песчаником или алевролитом, мощность 1-го элемента до 1—5 см. Переход между 1-м и 2-м элементами ритмов постепенный.

2-й элемент ритма — известковый алевропелит, псаммо-алевропелит — сложен пелитоморфно-криптозернистой кремнисто-известковой тканью (фиг. 2) с псаммитовой и алевритовой примесями, нередко перекристаллизован (сланцеватые разности) и поэтому однороден в структурном отношении. Обломочный материал представлен остатками организмов (радиолярии, спикулы губок, неопределимый органогенный детрит) и кальцитом (изометричные, угловатые и неправильные зерна величиной 0,05—0,2 мм). На долю обломков приходится 10—20%. Постоянно в породах присутствует S_{org} , обособленный в виде неправильных и удлиненных хлопьевидных пятен, коротких черточек, волокон. Пятнистые выделения S_{org} встречаются на участках с беспорядочной мик-



Фиг. 2. Шлифы разных элементов ритма, иллюстрирующие слоистость типа *graded bedding* а — нижняя часть прослоя грубозернистого известкового песчаника (1-й элемент ритма), $\times 42$, николь один; б — верхняя часть этого прослоя, $\times 105$, николь один; в — 2-й элемент ритма — известковый алевропелит, $\times 42$, николь один; д — 3-й элемент ритма — углистая карбонатно-глинисто-кремнистая порода, $\times 112$, николь один



Фиг. 3. Характер распределения нерастворимого остатка по ритму с *graded bedding* *a* — 1-й элемент ритма — грубозернистый известковый песчаник; *b* и *c* — 2-й элемент ритма (*b* — известковый алевропелит, *c* — известковый алевропелит с конкрециями); *d* — 3-й элемент ритма — углистая карбонатно-глинисто-кремнистая порода. 10 — № обр. (см. таблицу)

ротекстурой, удлиненные — на участках с ориентированной текстурой. Минералогический состав алевропелитов: кальцит, кварц, гидрослюда.

Доля участия обломочного материала в составе породы снижается вверх по разрезу ритма с одновременным уменьшением размеров обломков. Параллельно возрастает количество пелитового материала, вмещающего и цементирующего обломки. Порода темнеет. Появляются элементы тонкой слоистости, вызванной различиями в составе соседних пелитолитовых слоев.

В переходных частях от 1-го ко 2-му элементу ритма появляются первые кальцитовые стяжения, контрастно выделяющиеся своей светлой окраской на темно-сером фоне вмещающих пород. На площадях распространения оруденения в переходных частях ритмов присутствуют единичные слои тонкодисперсного пирита, несущие микровкрапленность сфалерита и галенита. Выше по разрезу ритма в алевропелитах наблюдаются обильные кальцитовые стяжения разнообразной формы (овалоиды, лепешки, линзы, прослои, амeboобразные выделения) и размеров (от первых миллиметров до 5—7 см). В отличие от вмещающей породы обособления содержат значительно больше кальцита, меньше глинистого и кремнистого материалов, углистого вещества. Мощность 2-го элемента ритма от 5—10 до 50—60 см, иногда 1,5—2,0 м.

3-й элемент ритма — черные углистые карбонатно-глинисто-кремнистые породы — пелиты (фиг. 2, *d*). В шлифе они слабо просвечивают, обильно пигментированы углистым веществом; интерферируют только редкая рассеянная вкрапленность карбоната, мелкоалевритовая примесь зерен кварца, микролинзочки, сложенные кремнисто-глинистой тканью без углистого пигмента. К этим прослоям обычно приурочена различная по густоте вкрапленность глобулярного пирита, его прослойки. Иногда

наблюдается ритмичное чередование прослоев пирита и углисто-карбонатно-кремнистых прослоев. Конкреции в ритмах обычно отсутствуют. Мощность 3-го элемента ритма обычно от 1—15 до 20—30 см.

Химический состав разных элементов одного ритма приведен в таблице. Породы 1-го элемента ритма обладают максимальным содержанием кальцита, снижающимся кверху ритма и минимальным в 3-м члене ритма, в то время как содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 растут кверху и максимальны в углистых карбонатно-глинисто-кремнистых породах. Исключением является проба 30, повышенная карбонатность которой объясняется тем, что в нее попал обильный материал конкреций, выделяющихся в породе резко повышенным содержанием CaCO_3 , а также MgO , MnO , FeO , Na_2O .

Отчетливое возрастание содержания нерастворимого остатка снизу вверх по ритму иллюстрирует фиг. 3. Снижение количества кальцита с уменьшением зернистости пород, приуроченность его к нижним грубообломочным частям ритма свидетельствуют о том, что большая часть карбоната имеет обломочное происхождение. Из двух смежных прослоев алевролита нижний всегда крупнее по зернистости, содержит больше алевроитовой примеси, представленной кальцитом, и поэтому более карбонатный. Подстилающий его прослой песчаника по химическому составу часто приближается уже к известняку. Это сближает описываемую часть разреза с типичным карбонатным флишем северо-западного Кавказа (Афанасьев, 1968).

Мощности ритмов от 5—7 см до 1—1,5, иногда до 3 м, чем крупнее ритм, тем мощнее и грубее по зернистости его базальный слой. На фиг. 4 приведен фрагмент разреза, состоящий из ряда крупных ритмов, показаны их структурные и текстурные особенности, мощности, распределение конкреций, положение прослоев глобулярного пирита. Выполненные в более крупном масштабе зарисовки отдельных элементов ритма иллюстрируют особенности их состава, структур и текстур. Максимальное количество ритмов (100—150) установлено в западной части рудного поля. Здесь же преобладает и число крупных ритмов (40) мощностью более 1 м. В восточной части рудного поля количество последних уменьшается до 10—15. В зависимости от количества ритмов про-

Химический состав пород одного ритма, %

№ пробы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма	Н. о.
20	Углистая карбонатно-глинисто-кремнистая	54,25	0,40	9,69	2,89	0,34	0,24	0,36	11,68	0,40	5,80	0,51	12,68	99,24	76,1
50	Кальцитовая конкреция	21,80	0,25	6,14	2,94	1,00	0,61	1,09	34,15	1,50	1,70	0,38	27,87	99,43	36,3
30	Известковый алевролит с конкрециями	43,33	0,35	7,27	2,00	0,45	0,39	0,58	21,33	0,60	4,20	0,42	18,43	99,35	59,8
40	Известковый алевролит	45,46	0,30	6,62	3,69	0,89	0,35	0,44	19,20	0,70	3,50	0,42	18,33	99,90	63,6
10	Известковый песчаник	41,13	0,20	5,00	1,90	0,67	0,46	0,73	25,50	0,50	3,00	0,49	19,64	99,22	53,9

Н. о.—нерастворимый остаток. Аналитики Г. И. Широченко, В. Н. Суханова (Центральная лаборатория Центрально-Казахстанского геологического управления).

исходит и изменение мощности рассматриваемого горизонта: на западе она колеблется от 70 до 120 м, на востоке составляет 50 м.

Полученный фактический материал позволяет приблизительно определить время формирования одного ритма. Оценивая длительность фаменского яруса в 10 млн. лет (Афанасьев и др., 1964), принимаем возможную продолжительность образования рудной пачки верхнефаменского подъяруса 2 млн. лет, а описываемой толщи с флишоидной ритмичностью — 600 тыс. лет. Учитывая, что в этой толще выделено 150 ритмов, получаем среднюю продолжительность времени формирования одного ритма — 4 тыс. лет. Поскольку образование обломочной части ритма происходило очень быстро, то основное время затрачивалось на накопление тонкого материала, слагающего верхнюю часть ритма.

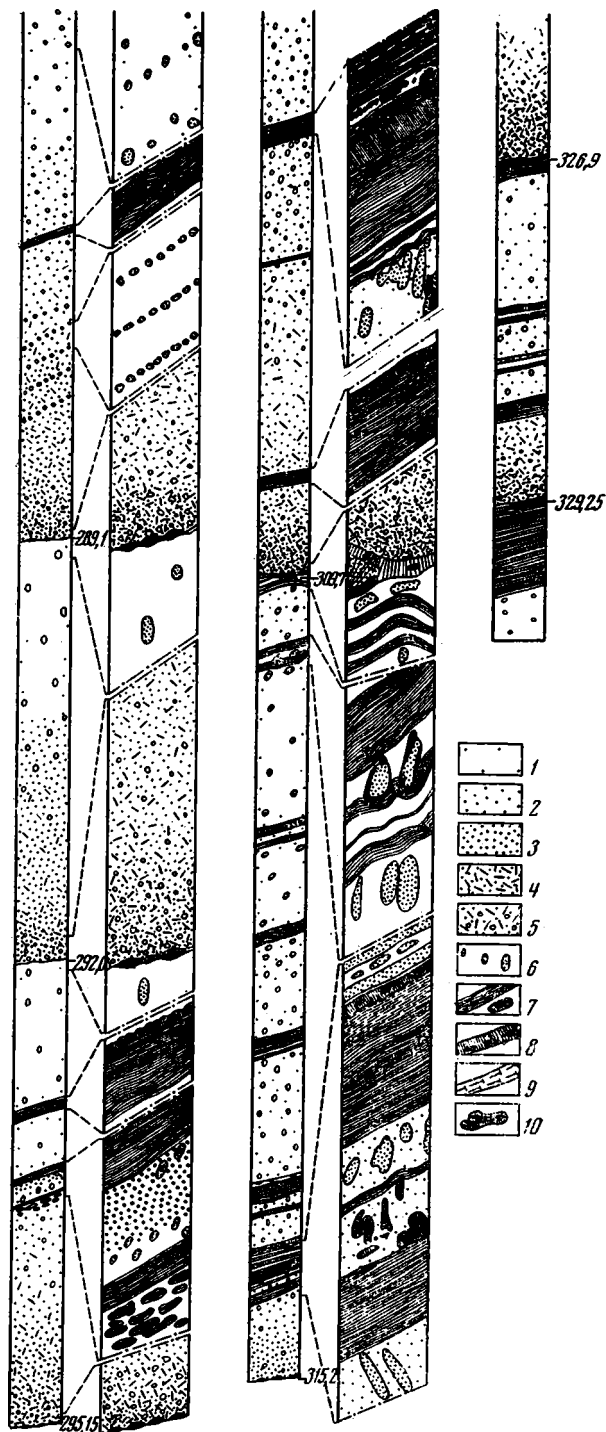
ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Одной из основных особенностей ритма является то, что в его формировании участвует тенетически неоднородный материал. Верхние части ритмов сложены тонкими кремнистыми илами хемогенного и отчасти терригенного происхождения, накапливавшимися в условиях иловых впадин в неподвижной или малоподвижной водной среде. Нижние части ритмов, напротив, слагаются чужеродным для иловых впадин крупнообломочным материалом. В последнем преобладают обломки органогенных известняков, слагающих обширные площади южнее месторождения. В резко подчиненном количестве присутствует терригенная вулканомиктовая примесь, преобладающая только в единичных прослоях.

Анализируя состав обломочного материала и сопоставляя его с картой распространения литофаций на площади Жаильминской структуры, легко видеть, что поступление органогенного детрита происходило с юга, где мелководные рифогенные известняки слагают полосу шириной до 15—20 км. Севернее месторождения Жайрем подобные отложения неизвестны. Наличие между пляжевой областью берега бассейна и Жайремской иловой впадиной широкого мелководного шлейфа рифогенных отложений (типа барьерных рифов) послужило препятствием для регулярного поступления во впадину терригенного материала, задерживающегося в межрифовых лагунах и у побережья. Незначительная примесь этого материала достигала впадины только в моменты наиболее сильных волнений. Органогенный детрит также поступал во впадины кратковременными прерывистыми всплесками, причем поступление его начиналось внезапно и весьма интенсивно.

Массы «песка» даже размывали нижележащие отложения, что свидетельствует о достаточно высокой скорости движения несущих его водных масс. Этим и объясняется асимметричный характер ритмичности. В современных водных бассейнах подобный механизм переноса обломочного материала осуществляется только мутьевыми потоками, возникающими на подводных склонах в моменты землетрясений. Есть все основания полагать, что и Жайремские детритовые песчаники оснований ритмов сформированы аналогичными мутьевыми палеопотоками, вызванными тектоническими толчками. Высокая частота ритмов в разрезе месторождения (до 150) свидетельствует о повышенной тектонической активности в момент накопления флишоидных пачек. Сила толчков была неодинакова: терригенные части ритмов и базальные слойки различны по структуре, мощности, составу. Максимальные по силе толчки зафиксировались в привносе грубозернистого песчаного, иногда даже дресвяного материала.

Сопоставление разрезов флишоидных горизонтов в ближайших скважинах по распределению ритмов в разрезе, их мощности, общему количеству показало, что многослой с *graded bedding* характеризуются линзовидным залеганием, быстро выклиниваются и не могут быть использо-



Фиг. 4. Строение разреза верхнефаменских отложений с флишовой ритмичностью (фрагмент)

1 — черная углистая карбонатно-глинисто-кремнистая порода — пелит; 2 — темно-серый известковый алевролит; 3 — серый известковый алевролит; 4 — тонкозернистый известковый песчаник и алевролит; 5 — мелко- и крупнозернистые светло-серые известковые песчаники; 6 — диагенетические кальцитовые стяжения; 7 — прослои и линзы глобулярного пирита; 8 — послойные срывы, выполненные кальцитом с сульфидами; 9 — прослои пепловых туфов — серицитовые туфопелиты; 10 — скопления пирита с кальцитовой оторочкой

ваны для корреляции на значительные расстояния. В их локализации, по-видимому, основную роль сыграла морфология морского дна.

Специфичность тектонической обстановки формирования флишоидного горизонта подчеркивается также резкими колебаниями его мощности, меняющейся только в пределах западной части рудного поля от 70 до 120 м. Такие колебания мощностей на ограниченных площадях могли иметь место при наличии конседиментационных прогибов, компенсирующих осадконакоплением. Без привноса материала мутьевыми потоками в условиях медленной седиментации в иловой впадине компенсация прогибов была бы невозможной.

Вулканогенный материал в разрезе флишоидных горизонтов установлен в резко подчиненных количествах. На его долю падают десятые доли процента общей мощности осадков. Представлен он тонкими прослойками (1—70 мм) серицитизированных туфопелитов и карбонатизированных туфов (алевритовой и псаммитовой размерности). Эти прослойки сосредоточены в верхних частях ритмов.

Отдельные горизонты рудной пачки выделяются более высокой насыщенностью пирокластическими породами. Так, незначительная по мощности (≈ 10 м) нижняя часть флишоидной толщи на месторождении Жайрем содержит много прослоев туфов. Некоторые из них имеют мощность до 1—3 м. В отложениях, подстилающих рудную пачку, отмечаются туфогенно-осадочные породы с величиной обломков вулканитов до 10—15 см. Весьма значительна доля вулканогенного материала в синхронных образованиях северной части Жайремского рудного поля (Рожнов, 1962). Эти данные свидетельствуют о проявлении вулканизма во время накопления рудной пачки и незначительной удаленности центров извержения.

Приуроченность сингенетичного железо-марганцевого и полиметаллического оруденений к толщам с флишоидной ритмичностью и проявлениями вулканической деятельности можно расценивать как подтверждение связи рудообразования с эндогенными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК). М., «Наука», 1964.
- Афанасьев С. Л. О классификации разновидностей пород в отложениях карбонатного флиша.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1968, № 2.
- Кавун В. И. Основные закономерности локализации марганцевых руд Каражальского рудного поля.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР, М., «Наука», 1967.
- Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. Н. К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, в. 6(51).
- Попов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд, М., «Наука», 1968.
- Рожнов А. А. Разрез вулканогенно-осадочных пород верхнедевонского возраста в районе Джайрема (Западный Атасу).— Изв. АН КазССР, Сер. геол., 1962, в. 6(51).
- Сапожников Д. Г. Новый тип эффузивно-осадочного железо-марганцевого месторождения. В кн.: Проблемы генезиса руд (Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК), М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Сokolova Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джаильминской мульде.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5.
- Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 5.

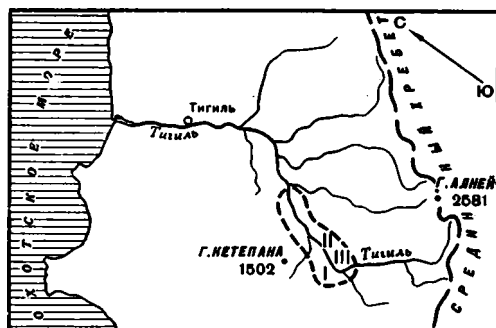
Центральная геохимическая партия
и Жайремская ГРЭ Центрально-Казахстанского
геологического управления
г. Караганда

Дата поступления
12.XI.1970

О ВЛИЯНИИ ВУЛКАНИЗМА НА ОЗЕРНУЮ СЕДИМЕНТАЦИЮ В ТИГИЛЬСКОМ РАЙОНЕ КАМЧАТКИ

Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

Озерные отложения имеют значительное распространение среди образований этолонской свиты (N_2^2) в Тигильском районе Западной Камчатки. В течение этого времени на площади неоднократно менялось положение вулканов, их активность и состав извергаемого материала. С целью выяснения специфики сформированных озерных отложений были выбраны те из них, которые образовались в одной и той же тектонической обстановке в межгорной впадине верховьев р. Тигиль (фиг. 1), в близких



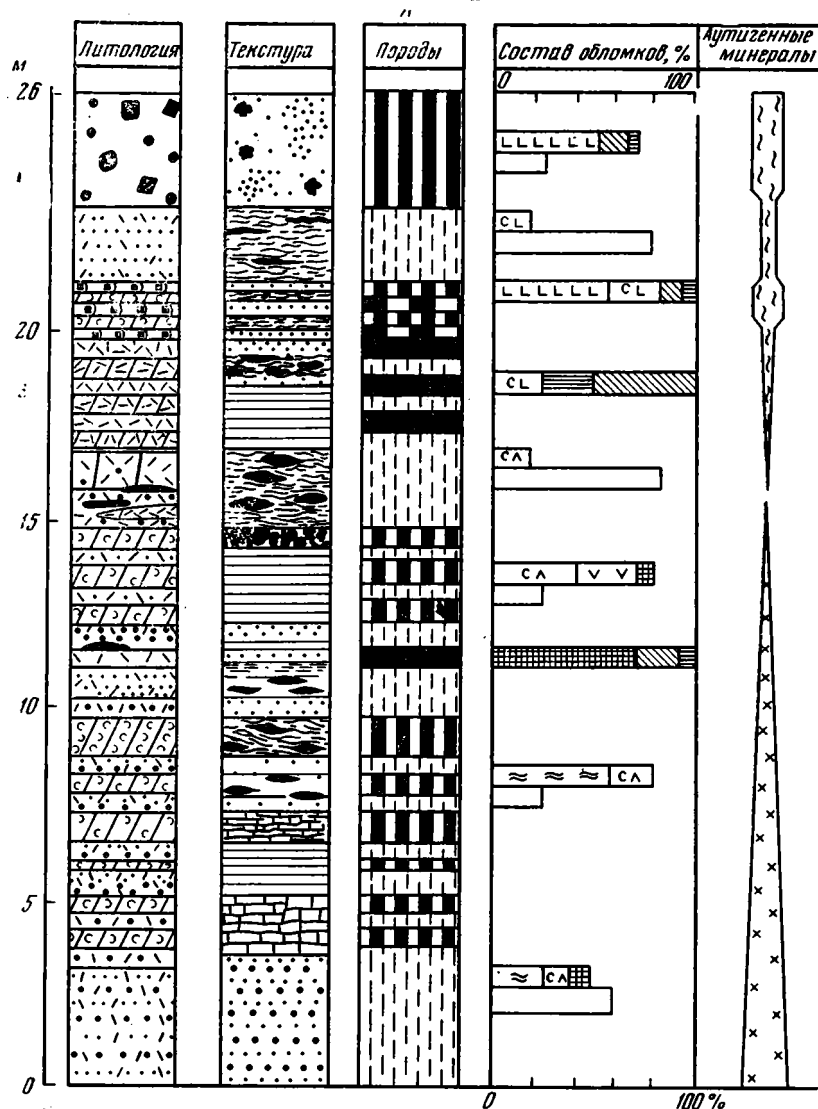
Фиг. 1. Расположение изученных разрезов озерных отложений. В пунктирном контуре — ореол распространения отложений; римские цифры на схеме — местоположение разрезов

климатических (гумидных) и фациальных условиях, но в относительно разное время в пределах указанного возрастного интервала и в различных условиях питания обломочным материалом. Разрезы этих отложений, представленные на фиг. 2—4, занимают по отношению друг к другу следующее положение: I — самые древние, II — более молодые, III — самые молодые.

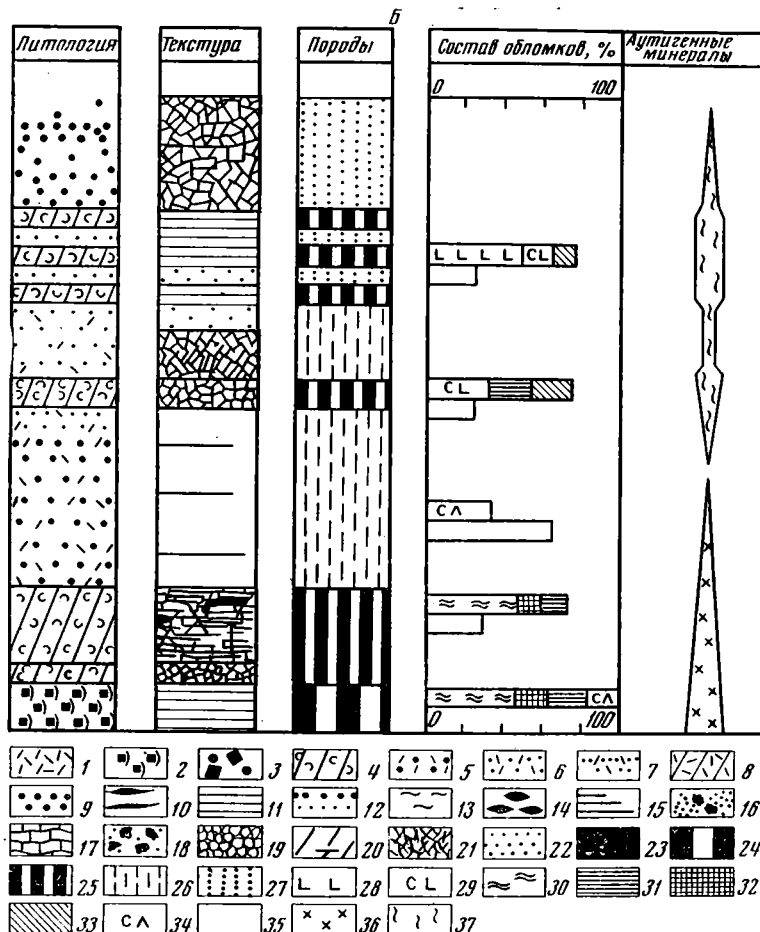
Озерные отложения первого разреза формировались в удалении от действующих вулканов. В это время в озера поступал вулcano-пролювиальный, аллювиальный и эксплозивный материал кислого и среднего составов. Озерные отложения второго разреза формировались вблизи активных вулканов при поступлении разнообразного вулcano-терригенного и эксплозивного материала, а также эффузий основного состава. Образование отложений третьего разреза происходило в условиях затухающей вулканической деятельности, подачи вулcano-пролювиального, аллювиального и лишь в незначительной степени эксплозивного материала основного состава.

Общая характерная черта отложений озер с разными типами питания — чередование пачек двух родов: тонкого ритмического и грубого неритмического переслаивания. Пачки тонкого переслаивания сложены в основном псаммитовым материалом и выдержаны по простиранию, а грубослоистые — грубым псефитовым материалом и резко изменчивы.

Пачки тонкого переслаивания во всех разрезах состоят из прямо сортированных слоек (1—5 см) туфо-алевролитов, туфо-песчаников, туффитов (Классификация..., 1970). Варианты сочетаний этих пород разнообразны. Слоистость в пачках тонкая, горизонтальная выдержан-



Фиг. 2. Разрез (I) озерных отложений с вулканическими вулканоседиментным питанием А — фация центральной части озера; Б — фация периферической части озера. Литология: 1 — пепловый туф, 2 — тефроид мелкообломочный, 3 — туффит грубообломочный, 4 — туффит тонкообломочный, 5 — туфо-песчаник крупнозернистый, гравийный, 6 — туфо-песчаник среднезернистый, 7 — туфо-песчаник мелкозернистый, 8 — туфо-алевролит, 9 — гравий, 10 — прослой растительного детрита; текстуры: 11 — горизонтальная, 12 — неотчетливая горизонтальная (смена пород видна, а границ нет), 13 — полого-волнистая неправильная прерывистая, 14 — линзовидная, 15 — неясная горизонтальная, 16 — беспорядочная, 17 — сетчатая, 18 — комковатая, 19 — гранулированная, 20 — трещиноватая, 21 — брекчиевидная, 22 — массивная; породы: 23 — туфы, 24 — тефроиды, 25 — туффи-ты, 26 — туфо-песчаники, 27 — терригенные; обломки пород и минералов: 28 — базаль-ты, 29 — базальтовое стекло, 30 — волокнистая пемза, 31 — плагиоклазы, 32 — амфибо-лы, 33 — пироксены, 34 — вулканическое стекло кислого состава, 35 — осадочные по-роды; аутигенные минералы; 36 — монтмориллонит, 37 — хлорит



Фиг. 2, Б

ная и прерывистая, мелкая, косая и косоволнистая. Пачки грубого переслаивания состоят из несортированных, реже градационно сортированных слоев (5—10 см, 1—1,5 м) туфов, тефроидов, реже туффилов. Эти пачки либо неслоисты, либо с простой неравномерной горизонтальной выдержанной и прерывистой слоистостью. Слагающий пачки вулканический и вулканотерригенный материал очень свежий, почти не затронутый процессами выветривания. По вулканическим стеклам кислого состава незначительно развиваются глинистые минералы монтмориллонитового состава (см. фиг. 2). Туфы основного состава частично палеонитизированы и хлоритизированы (см. фиг. 3, 4). Все породы умеренно ожелезнены.

Границы между двумя родами пачек резкие, прямые или неровные. Состав и строение пачек отражают два различных типа седиментации: фоновую озерную и импульсную подачу вулканического или вулканогенно-осадочного материала. Их чередование в разрезе обусловлено периодической сменой режима поступления обломочного материала в одной и той же обстановке осадконакопления. О том, что это была озерная обстановка, свидетельствует ряд признаков: спокойное горизонтальное напластование, протяженность и выдержанность по простиранию пачек ритмического переслаивания, наличие в них тонкой выдержанной или прерывистой горизонтальной слоистости, прекрасная сохранность градационной сортировки в прослоях грубообломочных тефроидов и туфов.

Причина появления слоев — в основном колебания в интенсивности поступления пирокластического и терригенного материала. Отсутствие следов обработки и перераспределения у большинства пирокластических фрагментов, вероятно, связано с тем, что они попадали в рассматриваемую среду воздушным путем, сохраняя черты золотой гранулометрической и минералогической сортированности. Это обстоятельство также указывает на спокойные условия седиментации. Обильные скопления в ряде прослоев остатков пресноводных диатомовых водорослей, наличие форм слоистости, характерных для слабых течений, позволяют предполагать водную среду накопления отложений.

На аккумуляцию в водных условиях указывает также своеобразие структур и текстур в отложениях. Так, в пластах агломератовых литовитрокристаллокластических туфов (см. фиг. 3) с многочисленными базальтовыми бомбами и лапиллями отмечаются явления растрескивания крупных бомб (20—40 см) на сегменты, а их стекловатой корки — на мелкие кусочки. Такие бомбы окружены ореолом своеобразной породы, представляющей собой смесь гиалокластических фрагментов с лито- и кристаллокластами (фиг. 5, 6).

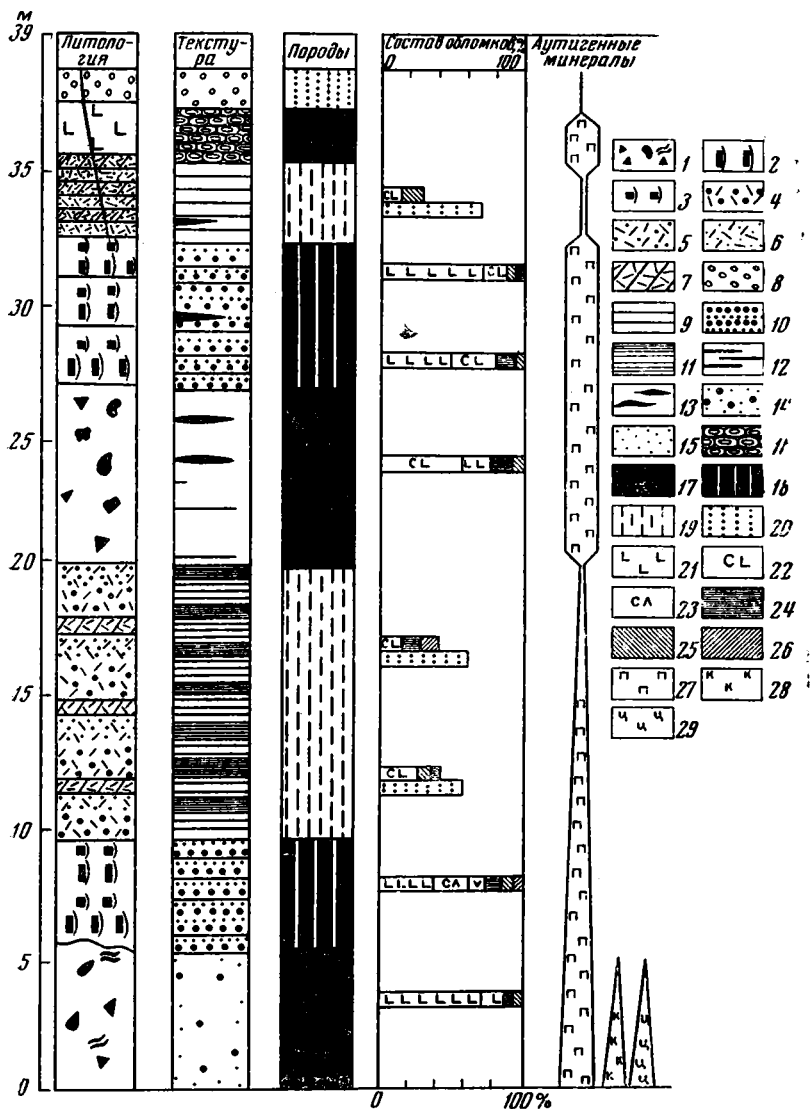
Как известно (Влодавец, 1962; Ширинян, 1963; Хворова, 1966), образование гиалокластитов происходит в подводных и субаэральных условиях при взаимодействии расплава с водными массами. При этом в зависимости от температуры расплава, его вязкости и количества воды формируется тот или иной тип отложений гиалокластитов. По-видимому, базальтовые бомбы, находясь в горячем состоянии, растрескивались от соприкосновения с водой при падении в озеро. Их стекловатая корка при этом дробилась на мелкие куски.

Вероятно, места выбросов бомб располагались неподалеку от озерных ванн. Судя по наличию во вмещающей озерные отложения вулканогенно-осадочной толще многочисленных резко выпуклых в кровле разрозненных линз базальтов и их шлаков, во время ее образования существовали центры извержения шлако-лавового материала. Протяженность шлако-лавовых тел до 1—1,5 км, мощность 100—150 м. По своим размерам, условиям залегания и строению они могут быть сопоставлены с современными шлако-лавовыми конусами, в изобилии развитыми в долине р. Тигиль. В современном рельефе эти конусы соседствуют с речными долинами и располагаются внутри них. У подножий конусов встречаются озера. Аналогия с современными условиями позволяет предполагать наличие активных шлако-лавовых конусов во время накопления рассматриваемых озерных отложений и возможность попадания в озерные водоемы горячего базальтового бомбово-лапиллиевого материала.

На водные условия формирования отложений указывает также наличие в них шаровых лав (см. фиг. 3), которые, как известно, возникают в подводных и наземных условиях при взаимодействии расплава с водой (Лебединский, 1963).

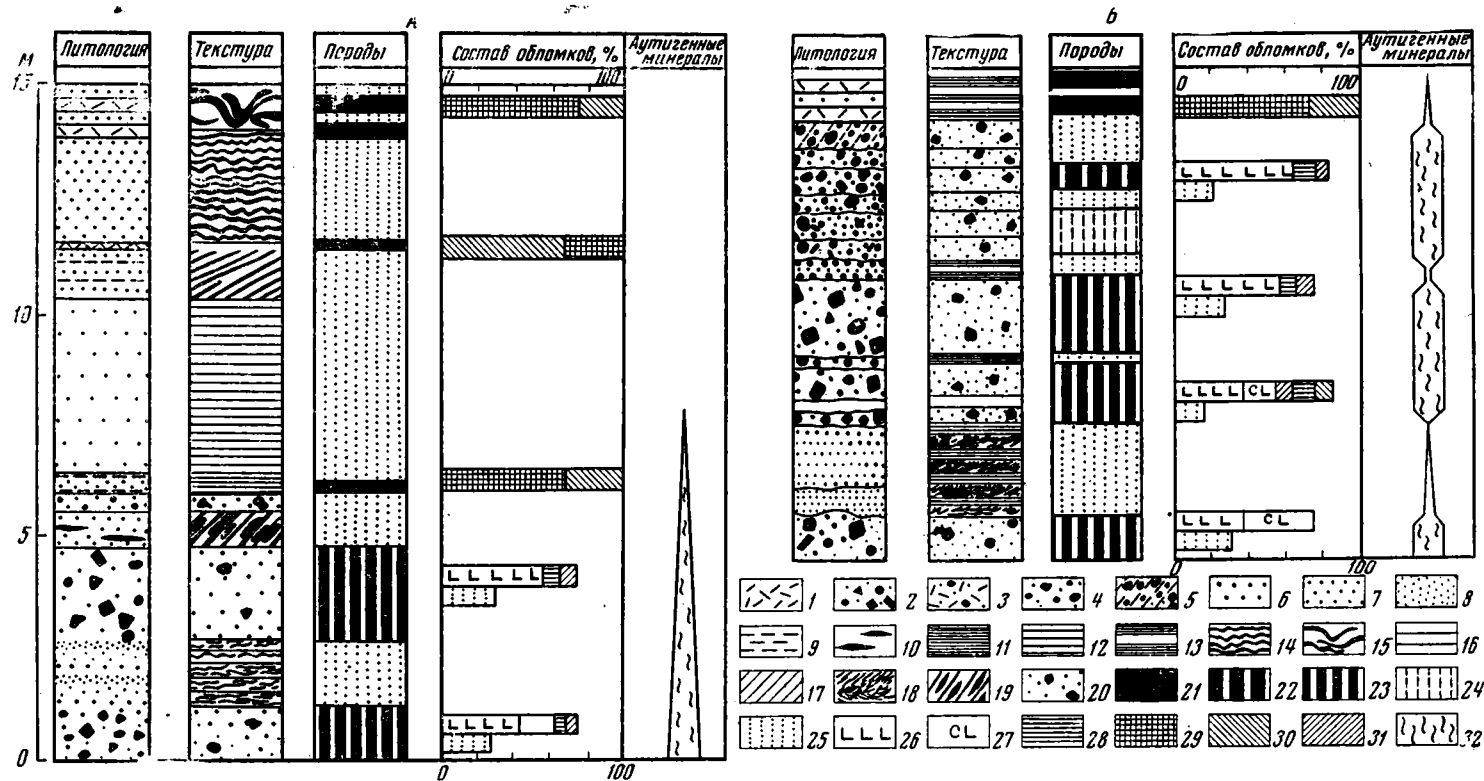
Совокупность отмеченных особенностей отложений, линзовидная форма их залегания, ассоциация с аллювиальными, пролювиальными и болотными образованиями указывает на то, что они сформировались в озерных замкнутых или проточных водоемах.

Влияние вулканических факторов на седиментацию в озерах с разными типами питания проявляется по-разному. Так, в озерах со смешанным питанием (см. фиг. 2) подача грубообломочного взрывного и вулканопролювиального материала нарушает обычную седиментационную периодичность. На фоне чередования тонкослоистых преимущественно терригенных пачек с постепенным уменьшением размера обломков снизу вверх и равномерной ритмичностью появляются неожиданные в середине периода осадочной седиментации погребенные осадки и неравномерная ритмичность. Различная интенсивность подачи



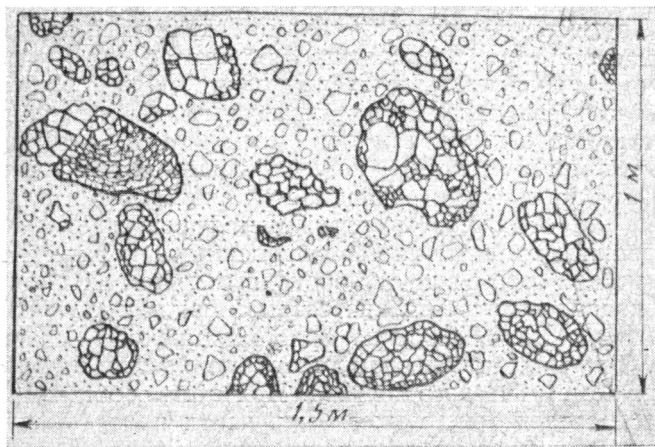
Фиг. 3. Разрез (II) озерных отложений (центральной части озера) с вулканическим питанием

Лито-логия: 1 — агломератовый туф, 2 — тефرويد крупнообломочный, 3 — тефرويد мелкообломочный, 4 — туфо-гравелит, 5 — туфо-песчаник крупнозернистый, 6 — туфо-песчаник среднезернистый, 7 — туфо-алевролит, 8 — галечник крупный с валунами; слоистость: 9 — горизонтальная простая, 10 — неотчетливая горизонтальная (смена пород видна, но границ нет), 11 — горизонтальная ритмическая равномерная, 12 — неясная горизонтальная, 13 — линзовидная; неслоистые текстуры: 14 — беспорядочная, 15 — массивная, 16 — шаровая отдельность; породы: 17 — туфы, 18 — тефroidы, 19 — туфо-песчаники, 20 — терригенные; обломки пород: 21 — базальты, 22 — базальтовое стекло, 23 — стекло кислого состава, 24 — плагиоклазы, 25 — пироксены, 26 — оливин; аутигенные минералы: 27 — палагонит, 28 — карбонат, 29 — цеолит

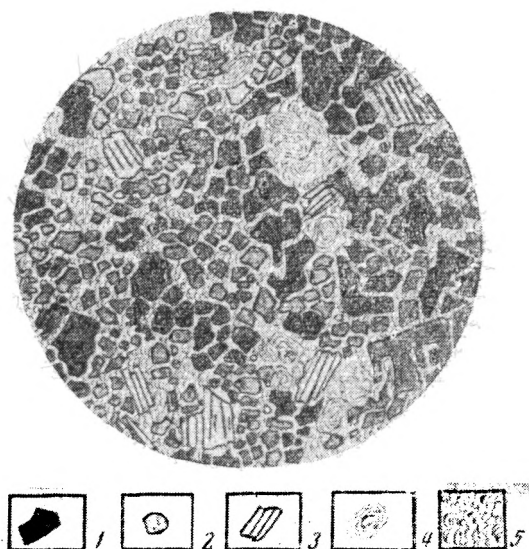


Фиг. 4. Разрез (III) озерных отложений с вулcano-осадочным питанием

А — фация центральной части озера; Б — фация периферической части озера. Литоология: 1 — пепловый туф, 2 — туфит грубообломочный, 3 — туфо-конгломерат, 4 — галечник крупный с песчаным заполнителем, 5 — галечник крупный с супесчаным заполнителем, 6 — гравий, 7 — песок среднезернистый, 8 — песок мелкозернистый, 9 — алевроит мелкий, 10 — прослой растительного детрита; слоистость: 11 — горизонтальная тонкая простая, 12 — горизонтальная грубая простая, 13 — горизонтальная равномерная ритмическая, 14 — полого-волнистая неправильная, неравномерная, 15 — нарушенная горизонтальная (изгиб слоев), 16 — горизонтальная в сочетании с полого-волнистой неправильной, прерывистой, 17 — косая прямолинейная однонаправленная, 18 — косоволнистая, 19 — косая прямолинейная однонаправленная в сочетании с линзовидной, 20 — неслоистая, беспорядочная текстура; породы: 21 — туфы, 22 — тефронды, 23 — туффиты, 24 — туфо-песчаники, 25 — терригенные; обломки пород: 26 — базальты, 27 — базальтовое стекло, 28 — плагиоклазы, 29 — амфиболы, 30 — пироксены, 31 — оливин, 32 — аутигенный хлорит



Фиг. 5. Растрескавшиеся бомбы в агломератовых туфах разреза II озерных отложений



Фиг. 6. Гиалокласты, заполняющие пространство между крупными бомбами (рисунок шлифа без анализатора, $\times 150$)
1 — темно-бурое стекло; 2 — светло-бурое стекло; 3 — пироксены; 4 — глобулы палагонита; 5 — палагонит в связующей массе

резко меняет мощность чередующихся слоевых единиц. Если обычно она составляет 1,5—2 см, то поступление вулканического материала увеличивает ее до 10—20 см и даже 3—5 м. В таких слоях часты текстуры нарушения слоистости типа обрушения, оползания, нарушения границ, разрывы, по-видимому связанные со встряхиваниями осадка при вулканических землетрясениях. С импульсной подачей взрывного материала связано частое появление пачек ритмитов с очень тонкой слоистостью, образованной чередованием осадочных пород и тефроидов или туфов.

Для озер с преимущественно вулканическим питанием (см. фиг. 3) характерно резкое подавление фоновой озерной седиментации грубо-

обломочным вулканическим материалом. Так, грубые неслоистые туфовые прослои с бомбами и лапиллями сменяются слоистыми тефроидами. И только в конце каждого этапа подачи explosивного материала вновь начинается фоновая озерная аккумуляция. Темп накопления озерных осадков намного выше, чем при смешанном питании: за два крупных импульса подачи озеро глубиной 40 м выполняется explosивными и эффузивными продуктами и начинается аккумуляция аллювия. Озерная равномерная ритмичность осложняется ритмичностью вулканической, образованной градиционно сортированными туфами и тефроидами.

И, наконец, для озер с вулканосадочным типом питания (см. фиг. 4) характерно подавление собственно озерной садки подачей вулканопролювиального материала, особенно ярко выраженное в периферических частях озер. С нею связана резкая неравномерность в чередовании слоев разного гранулометрического состава. При этом собственно озерное накопление в береговой зоне может быть почти полностью подавлено, а в центральных частях озера идти непрерывно. Это обстоятельство часто служит причиной резкой изменчивости по простиранию озерных отложений (см. фиг. 2, 4).

Таким образом, тип подачи, ее интенсивность и частота оказывают большое влияние на режим озерной седиментации. При различных типах питания в разных частях озерных водоемов возникает своя периодичность или ритмичность в строении.

Выводы. 1. Для озерных отложений вулканического района характерно сочетание в разрезах двух типов осадков, отражающих два типа седиментации: озерную фоновую и импульсную подачу вулканического и вулканогенно-осадочного материала. Чередование их в разрезе определяется частотой и интенсивностью подачи в озера вулканического материала.

2. В зависимости от особенностей вулканической подачи в озерных отложениях проявляется вулканическая периодичность и ритмичность, усложняющая стратификацию отложений.

3. С вулканическими землетрясениями связаны распространенные в озерных отложениях текстуры нарушения слоистости — обрушения, оползания, знаков нагрузки, разламывания.

4. В зависимости от типов питания озер вулканокластическим материалом в их отложениях проявляется резкая изменчивость по латерали и вертикали.

5. Различия в составе поступающих в озера вулканических продуктов определяют различный характер минералообразования в озерных отложениях одной климатической обстановки.

6. Для озерных отложений вулканического района характерна резкая разноразмерность обломочного материала и значительно большая его крупность, чем в районах невулканических областей.

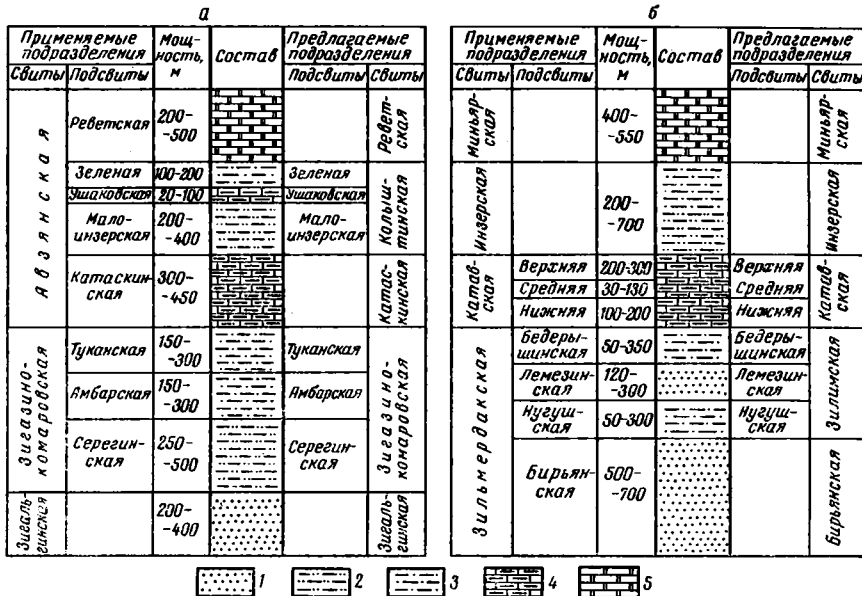
ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В. И. Проблема игнимбритов и гиадокластитов на Международном вулканологическом симпозиуме в Италии. — Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1962, № 33. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦККП Грузии, 1970.
- Лебединский В. И. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Ширинян К. Г. Гиадокласты и условия их образования в Армении. — Тр. Лабор. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, в. 2.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ В ДРЕВНИХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В. А. ФИЛИПОВ

Юрматинская и каратауская серии широко распространены на западном склоне Южного Урала. Каратауская серия верхнего рифея трансгрессивно, местами с размывом и небольшим угловым несогласием залегает на юрматинской серии среднего рифея (Соколов, 1947, Келлер, 1966). В основании каждой серии залегают кварцито-песчаники, постепенно сменяющиеся выше породами алевроито-глинистого состава. В сред-



Фиг. 1. Схематические разрезы юрматинской (а) и каратауской (б) серий (составлены по материалам О. П. Горяновой, Э. А. Фальковой (1940), А. И. Олли (1948) и др.).

1 — песчаники и кварциты; 2 — переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев алевроито-глинистого состава; 3 — алевроито-глинистые толщи с подчиненным развитием песчаников и карбонатных пород; 4 — терригенно-карбонатные отложения; 5 — доломиты

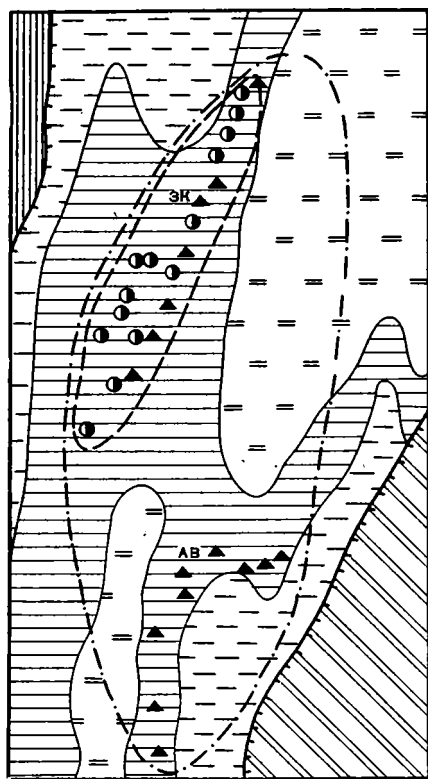
ней части каждой серии появляются терригенно-карбонатные толщи, снова сменяющиеся терригенными отложениями. Существенно доломитовые толщи венчают обе серии (фиг. 1). Очевидное сходство строения серий свидетельствует о цикличности процесса их формирования. Вероятно также, что каратауский цикл прогибания и поднятия области аккумуляции на западном склоне Южного Урала по длительности и амплитуде был близок к юрматинскому циклу¹.

В связи с поисками полезных ископаемых наше внимание длительное время привлекали терригенно-карбонатные толщи, занимающие средин-

¹ Б. М. Келлер (1966) приводит данные, свидетельствующие о более длительном формировании юрматинской серии (400 млн. лет) по сравнению с каратауской (250 млн. лет), У. Л. Ф. Солонцова и Е. М. Аксенова (1969) совершенно противоположные данные: продолжительность юрматинского времени 250 млн. лет, каратауского — 400 млн. лет. Такое противоречие, очевидно, вызвано расхождением в интерпретации определений абсолютного возраста.

ное положение в разрезе серий и относящиеся по существующей стратиграфической схеме к катавской подсвите авзянской свиты и к катавской свите. В строении каждой из этих толщ обнаруживается некоторая симметрия, обусловленная отражением в регрессивном ряду седиментационного цикла некоторых фаций и особенностей трансгрессивного ряда.

Катавская подсвита сложена известняками и доломитами с подчиненным количеством мергелей, кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов общей мощностью 300—450 м. У верхнего контакта подсвиты



Фиг. 2. Фациальная схема участка западного склона Южного Урала. Современные выходы отложений докембрия: 1 — ашинская серия венда, 2 — каратауская серия, 3 — юрматинская серия, 4 — бурзянская серия, 5 — машакская свита рифея; месторождения бурых железняков инфильтрационно-остаточного типа, связанные с выходами: 6 — нижнего контакта катавской подсвиты, 7 — верхнего контакта катавской подсвиты; контуры распространения пирит-анкеритовых фаций (реконструкция): 8 — в начале катавского века, 9 — в конце катавского века; 10 — границы серий; 11 — разрывные нарушения; железорудные районы (буквы на схеме): АВ — Авзянский, ЗК — Зигазино-Комаровский

Встречаются пачки железосодержащих пород: анкеритов, анкеритовых мергелей, углисто-алеврито-глинистых сланцев и доломитов, импрегнированных пиритом. В коре выветривания по ним образовалось инфильтрационно-остаточное буро-железняковое оруденение центральной и западной частей Загазино-Комаровского железорудного района (Филиппов, 1972). Фации близкого состава, но приуроченные к зоне нижнего контакта подсвиты, контролируют аналогичное оруденение в восточной части упомянутого района, а также в Авзянском районе (фиг. 2).

Катавская свита в Авдырдакском антиклинории четко подразделяется на три пачки: нижнюю пачку пестроцветных глинистых известняков мощностью около 200 м; среднюю пачку «струйчатых» известняков мощностью 40—90 м; верхнюю (подинзерскую) пачку серых известняков мощностью около 300 м. По скважине, пробуренной в пос. Кулгунино, в основании нижней пачки залегает конгломерат из известняковых галек мощностью 3,5 м. Южнее (у пос. Ново-Кобясово) конгломерат замещается водорослевым известняком. Выше среди известняков наблюдаются частые брекчии размыва. Мелководная обстановка образования характеризует и верхнюю пачку свиты. В ней широко распространены осадочные известняковые брекчии, на плоскостях напластования пород наблюдаются знаки ряби. Вдоль верхнего контакта пачки прослеживаются оолитовые и водорослевые известняки. В значительной мере взаимоотраженный

характер фаций верхней и нижней пачек катавской свиты подтверждается находками фосфатизированных пород у верхнего и нижнего контактов свиты.

Приведенные данные показывают, что формирование терригенно-карбонатных катаскинских и катавских отложений происходило в периоды смены знака вертикальных движений в области аккумуляции осадков на западном склоне Южного Урала в среднем и верхнем рифее. Вследствие цикличного характера данного процесса у верхнего и нижнего контактов этих отложений в ряде районов сформировались как бы взаимно отраженные фации. Эта закономерность может быть использована для прогноза фаций.

Другой вывод состоит в том, что катаскинская подсвита и катавская свита играют одинаковую роль в смежных седиментационных циклах, представляя в них определенный инверсионный этап. Они обладают примерно одинаковыми мощностью и составом, в котором преобладают известняки с примесью терригенного материала. Все это характеризует описанные толщи как аналоги в смежных седиментационных циклах.

Если продолжить сравнение разрезов каратауской и юрматинской серий, то нетрудно заметить, что подобными же седиментационно-циклическими аналогами являются бирьянская подсвита и зигальгинская свита, верхняя часть зильмердакской свиты и зигазино-комаровская свита, инзерская свита и средняя часть авзянской свиты, миньярская свита и реветская подсвита.

К каждой из этих пар аналоги имеют различную классификацию. Если один из аналогов является свитой, то другой — подсвитой или объединяет несколько пачек одной свиты. Таким образом, применяемое ныне подразделение каратауской и юрматинской серий на свиты и подсвиты не вскрывает, а затушевывает циклический характер построения серий. Этот недостаток будет служить препятствием в дальнейшем при более углубленном анализе геологической истории западного склона Урала. Он может быть устранен, если в качестве свит рассматривать крупные подразделения серий примерно одинакового литологического состава, как это принято в геологической практике. При таком подходе каждая серия подразделяется на 5 свит (см. фиг. 1), и любая свита одной серии имеет аналог в ранге свиты в другой серии. Бирьянская свита — седиментационно-циклический аналог зигальгинской, зилимская — зигазино-комаровской, катавская — катаскинской и т. д.

Наиболее близкие седиментационно-циклические аналоги в нашем варианте стратиграфической схемы — миньярская и реветская свиты, завершающие разрез серий и сложенные в основном доломитами без значительного участия терригенного материала. Катавская и катаскинская свиты заметно различаются между собой по окраске пород, зигальгинская и бирьянская — по минералогическому составу терригенного материала.

Наиболее отдаленные аналоги — зилимская и зигазино-комаровская свиты. Алевроито-глинистые пачки этих свит различаются между собой по окраске; кроме того, в зилимской свите присутствует мощная пачка светло-серых кварцевых песчаников (лемезинская подсвита), у которой нет седиментационно-циклического аналога в зигазино-комаровской свите. Перечисленные различия обусловлены проявлением мелких колебательных циклов, глобальными смещениями древних климатических зон, изменением состава пород, вскрываемых денудацией в области сноса материала. Дополнительное влияние всех этих факторов и изменения, вносимые ими, были неизбежны ввиду огромной продолжительности формирования каждой серии (около 300 млн. лет). Общий циклический характер разрезов каратауской и юрматинской серий тем не менее проявляется на фоне этих изменений довольно четко, и всякое детальное разделение серий должно учитывать эту их главную особенность.

ЛИТЕРАТУРА

- Горьянова О. П., Фалькова Э. А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР.— В сб.: Зигазино-Комаровский и Инзерский железорудные районы Башкирии. Башгосиздат. Уфа, 1940.
- Келлер Б. М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия.— Докл. АН, 1966, т. 171, № 6.
- Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948, Издание Саратов. ун-та.
- Соколов Д. С. Несогласие и перерыв внутри рифейской группы в Катав-Ивановском районе (Южный Урал).— Бюл. МОИП, отд. геол. 1947, т. XII (1).
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 10.
- Филиппов В. А. О фациальном контроле размещения железорудных месторождений зигазино-комаровского типа.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. Магматизм и металлогения, сб. № 5, Уфа, 1972.

Западно-Башкирская комплексная
геологическая экспедиция
Уфа

Дата поступления
3.IV.1970

МЕТОДИКА

УДК 552.12 : 553.55

К МЕТОДИКЕ ОКРАШИВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, В. И. ГРЕЧИН, А. А. СОЛОВЬЕВ, Г. Н. ШУРИНА

Окрашивание прозрачно-полированных шлифов, аншлифов и образцов с ровной поверхностью скола карбонатных пород в лабораторных и полевых условиях значительно облегчает изучение их вещественного состава.

Для диагностики карбонатных минералов в прозрачно-полированных шлифах был предложен комплексный реактив, в состав которого входят три компонента: 0,15 л HCl (11 частей); 0,1%-ный раствор ализарина-рот (9 частей); 1%-ный раствор $K_3Fe(CN)_6$ (2 части) (Штеренберг, 1965). Время экспозиции 0,5—1 мин. Обработанная поверхность шлифа подставляется под струю воды и высушивается на воздухе. Вытирать или промокать ее не рекомендуется. Каждый компонент реактива необходимо хранить отдельно в темноте, а смесь готовить только перед ее применением. Ополаскивать посуду и мыть пипетки рекомендуется дистиллированной водой, не содержащей кальция.

В результате обработки реактивом кальцит становится красным, железистый кальцит — сиреневым, мангано-кальцит — бледно-розовым, анкерит — синим. Доломит, сидерит и родохрозит не окрашиваются. Б. Д. Эвейме (Evamy, 1963) предложил близкие по составу реактивы для диагностики кальцита и доломита, содержащих в смеси Fe^{2+} , входящее в решетку минералов (табл. 1).

К сожалению, Б. Д. Эвейме не пишет о приемах окрашивания, не указывает, в каких соотношениях берутся в реактив компоненты и не указывает, что он окрашивал: образцы карбонатных пород или шлифы (аншлифы), или тонкорастертые в порошок минералы.

За время, прошедшее после появившихся независимо друг от друга сообщений Б. Д. Эвейме (1963) и Л. Е. Штеренберга (1965), в процессе практического применения комплексного реактива при изучении карбонатных пород разного генезиса и состава выявилась необходимость в некоторой детализации окрашивания, а также в установлении возможности использования его для диагностики сложных изоморфных образований. Для решения этих задач нами взяты 15 образцов карбонатных пород

Таблица 1
Результаты окрашивания кальцита и доломита, содержащих разные количества Fe^{2+}
(Evamy, 1963)

Окрашивающие реактивы, вес. %	Кальцит			Доломит		
	нет Fe^{2+}	мало Fe^{2+}	много Fe^{2+}	нет Fe^{2+}	Fe^{2+} Mg < 1	Fe^{2+} Mg > 1
0,2%-ная HCl	Красный	Красный	Красный	Не окрашивается	Не окрашивается	Не окрашивается
0,2%-ный ализарин-рот						
0,2%-ная HCl	Не окрашивается	Светло-голубой	Темно-голубой	То же	Светло-голубой	Темно-голубой
0,5—1%-ный $K_3Fe(CN)_6$						
0,2%-ная HCl	Красный	Розовато-лиловый	Пурпурный	» »	То же	То же
0,2%-ный ализарин						
0,5—1%-ный $K_3Fe(CN)_6$						

разного минералогического состава, которые были подвергнуты химическому, термическому и рентгеновскому анализам. В ряде случаев производилось определение показателей преломления с помощью иммерсии (табл. 2, фигура).

Образцы карбонатных конкреций и пластовых тел в основном отобраны из нижне- и среднемиоценовых отложений Западной Камчатки. Подобраны они так, чтобы при окрашивании комплексным реактивом цвет их изменялся от ярко-красного до интенсивно-синего. Это отражено в табл. 1, где также сведены и результаты химического анализа.

Для сравнения первичное окрашивание производилось только на половине поверхности прозрачно-полированного шлифа.

Обр. 1 после обработки реактивом приобретает сплошной красный цвет. Вместе с тем детальное изучение шлифов под микроскопом позволяет убедиться в наличии здесь не одного, а трех карбонатных образований, по-разному реагирующих на комплексный реактив. Наиболее развит среднезернистый красный карбонат, в котором на отдельных сравнительно небольших участках устанавливаются темно-малиновые образования. Совершенно незначительно распространен мелкозернистый неокрашенный карбонат, располагающийся обычно вблизи окрашенных зон. Химические анализы и результаты его пересчета на условные карбонатные соли свидетельствуют о явном преобладании CaCO_3 (91,30%); значительно меньше в этом образце содержится MgCO_3 (4,85%) и FeCO_3 (2,92%).

На рентгенодифрактометрической кривой видны три пика (см. фигуру), указывающие, как и окрашивание, на присутствие трех минералов. Один из них, имеющий наибольшую интенсивность — 3,033 Å, — несомненно отвечает кальциту. Другой — менее интенсивный (2,9105 Å), возможно, принадлежит доломиту, значительная часть магния которого замещена кальцием и лишь частично железом (карбонат, окрашенный в темно-малиновый цвет). Наименее интенсивный рефлекс 2,8354 Å условно отнесен нами к сидериту сложного состава (неокрашивающийся минерал). На кривой нагревания виден один основной эндотермический пик при 930°С, отвечающий кальциту, и небольшие по величине эндо- и экзотермические пики, по-видимому, принадлежащие доломиту и сидериту. Последний, вероятно, сдвинут в область более высоких температур вследствие интенсивно проявляющейся реакции диссоциации сульфида железа (Цветков, Вальяшина, 1958).

Для проверки предположения о наличии помимо кальцита менее распространенных сложных по составу доломита и сидерита в качестве контроля для этого и ряда других образцов нами применено окрашивание необработанной поверхности шлифа реактивами, подогретыми на водяной бане до 50—60°С.

Смесь, состоящая из 0,15 л HCl и 0,1%-ного ализарина-рот, взятых в пропорции 1 : 1, нагретая до 50—60°С, окрашивает доломит в красновато-розовый цвет, лучше всего наблюдаемый при косом освещении шлифа. Смесь 0,15 л HCl и 1%-ного $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ в пропорции 1 : 1, нагретая до 50—60°С, окрашивает сидерит в голубоватый цвет.

Обр. 2 приобретает темно-малиновый цвет. Такая же окраска видна под микроскопом и у наиболее распространенного мелкозернистого карбоната. В значительно меньших количествах в виде небольших по размеру и неправильных по форме образований присутствует и неокрашивающийся карбонат. В пустотах и по мелких трещинам иногда удается подметить очень мелкие выделения кальцита (красный цвет). Судя по химическому анализу, здесь, как и в предыдущем образце, основным компонентам является CaCO_3 (80,75%), меньше MgCO_3 (12,19%) и FeCO_3 (7,06%).

На рентгенодифрактометрической кривой видны лишь два пика. Один из них наибольший — 2,9105 Å, как и в предыдущем образце, представлен доломитом, у которого часть магния замещена кальцием и железом (окрашивается в темно-малиновый цвет). Небольшой по величине пик — 2,793 Å принадлежит сидериту (неокрашивающийся минерал). Кривая нагревания характеризуется лишь одним эндомаксимумом при 895°С. Сидерит, как и кальцит, на этой кривой не фиксируется. Последний устанавливается лишь при окрашивании. Контрольное окрашивание подтвердило в составе обр. 2 присутствие слабо железистого доломита и сидерита. В этих минералах имеется и изоморфная примесь кальция.

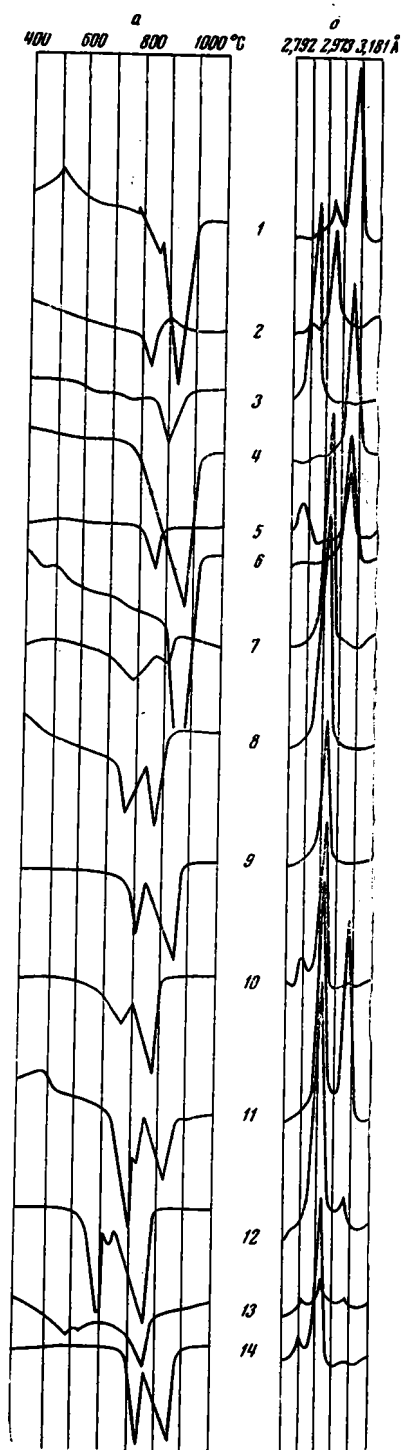
Обр. 3 не окрашивается. Химический анализ указывает на наличие лишь двух компонентов — CaCO_3 (58,84%) и MgCO_3 (41,16%). При пересчете на доломит остается избыток CaCO_3 . На рентгенодифрактометрической кривой виден лишь один рефлекс, — 2,89 Å, принадлежащий доломиту с некоторым избытком кальция. На кривой виден один эндомаксимум при 890°С и небольшой по размеру прогиб примерно при 730°С. Смесь ализарина-рот и соляной кислоты, нагретая до 50°С, окрасила шлиф обр. 3 в розоватый цвет.

Обр. 4 окрашен в светло-фиолетовый цвет. Под микроскопом, однако, видно, что в сложении этого образца участвуют два карбоната. Один из них, наиболее распространенный, светло-фиолетовый. Он представлен среднезернистой разновидью, образующей линзовидные выделения округло-овальной и неправильно округлой формы. В краевых частях последние после обработки реактивом приобретают голубовато-синюю окраску, которая в ряде случаев распространяется почти по всей площади этих образований. Другой, значительно менее развитый карбонат не окрашен. Он, как правило, располагается вблизи окрашенных образований и как бы окаймляет их.

Таблица 2

Химический состав (%) и цвет карбонатных пород после окрашивания

№ обр.	Цвет породы	Содержание компонентов на сухую навеску					Результаты пересчета на составляющие							В % от суммы карбонатов			
		CaO	MnO	MgO	FeO	CO ₂	карбонатные				силикатные		избыток CO ₂	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
							CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MgO	FeO					
1	Красный	33,80	0,34	0,92	1,98	28,80	59,09	0,55	0,92	3,19	0,02	—	—	91,30	0,93	4,85	2,92
2	Темно-малиновый	7,69	—	4,63	1,49	7,50	13,72	—	2,07	1,20	3,29	0,75	—	80,75	—	12,19	7,06
3	Не окрашивается	24,25	Следы	16,02	—	34,80	43,28	—	30,27	—	1,52	—	—	58,84	—	41,16	—
4	Светло-фиолетовый	47,46	—	1,47	0,17	38,25	84,70	—	1,72	0,27	0,05	—	—	97,70	—	1,98	0,32
5	То же	18,10	0,85	0,07	0,71	14,85	32,30	1,38	—	0,32	0,07	0,51	—	95,00	4,06	—	0,94
6	Темно-фиолетовый	39,09	—	1,26	1,75	31,80	67,98	—	0,89	2,12	0,56	0,43	—	95,75	—	1,87	2,38
7	Голубовато-синий	16,70	—	10,32	1,44	24,55	29,80	—	21,00	1,16	0,24	0,72	—	57,30	—	40,40	2,30
8	То же	28,40	—	16,76	3,16	39,87	50,74	—	30,97	2,52	1,65	1,56	—	60,23	—	36,76	3,01
9	» »	22,00	0,21	14,90	2,21	34,20	39,26	0,34	31,15	1,76	0,03	1,10	—	54,14	0,48	42,96	2,42
10	» »	12,14	0,11	4,93	1,29	14,75	21,66	0,18	9,12	1,04	0,57	0,65	—	67,60	0,65	28,50	3,25
11	Фиолетово-синий	23,98	0,13	5,11	5,77	26,80	42,79	0,21	9,54	7,71	0,37	0,98	—	71,02	0,36	15,83	12,79
12	Интенсивно синий	27,13	0,12	14,99	12,25	Н. о.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	Голубой, синий, темно-малиновый, красный	7,55	0,11	2,80	4,38	8,77	13,47	0,17	31,15	1,76	0,03	1,10	—	64,17	0,82	18,29	16,72
14	Не окрашивается	29,00	1,14	19,25	0,64	45,05	51,75	1,85	42,59	—	—	—	0,59	53,80	2,96	43,86	—



a — Кривые нагревания; *б* — рентгенодифрактометрические кривые

1 — обр. 5/10, туф карбонатизированный, нижний миоцен, Западная Камчатка; 2 — обр. 14/3, туф карбонатизированный, средний миоцен, Западная Камчатка; 3 — обр. 115/14; пластовая залежь доломита, силур, Ленинградская область; 4 — обр. 8/15 в, туф карбонатизированный, средний миоцен, Западная Камчатка; 5 — обр. VI-325, конкреционные тела, палеоген, Центральный Казахстан; 6 — обр. 12/12 в, карбонатизированный пласт алевроита, средний миоцен, Западная Камчатка; 7 — обр. 17/17 в, конкреция, туфогенные отложения, верхний миоцен, Западная Камчатка; 8 — обр. 32/7 а, конкреция среди песчано-алевритовых отложениях, средний миоцен, Западная Камчатка; 9 — обр. 8/16, конкреции, палеоген, Узбекистан; 10 — обр. 200, конкреции, Ленинградская область; 11 — обр. 5/35 с, карбонатизированный пласт туфа, средний миоцен, Западная Камчатка; 12 — обр. 100, конкреции, палеоген, Центральный Казахстан; 13 — обр. 1/6, конкреции, средний карбон, Донецкий бассейн; 14 — обр. 1/с, пластовое тело, Казахстан.

Результаты химического анализа рассчитаны с учетом окрашивания. Наличие синих и фиолетовых тонов свидетельствует об участии в сложении карбонатов двухвалентного железа (Штеренберг, 1965). После пересчета на соли содержания CaCO_3 оказалось равным 97,70%. Доли MgCO_3 (1,98%) и FeCO_3 (0,32%) весьма незначительны.

На рентгенодифрактометрической кривой видны два пика. Один из них — 3,0196 Å — вероятно всего кальцитовый. Уменьшение межплоскостного расстояния кальцита связано с примесью железа и магния. Другой пик — 2,898 Å — отвечает доломиту с относительно небольшими изоморфными примесями кальция. На кривой виден лишь один эндозффект при 960°С. Как известно (Виталь, 1961), небольшие примеси доломита или анкерита к кальциту на кривой нагревания не фиксируются.

Контрольная проверка (окрашивание нагретым двухкомпонентным реактивом) показала, что в обр. 4 помимо железисто-магнезильного кальцита присутствует и доломит.

Обр. 5 представлен среднезернистым кварц-полевошпатовым песчаником, базальный цемент которого — карбонат, окрашенный, как и в обр. 4, в светло-фиолетовый цвет. Здесь главный компонент — также CaCO_3 (95,00%). В примеси MgCO_3 (4,06%) и FeCO_3 (0,94%). Рентгенодифрактометрический анализ свидетельствует о наличии кальцита (3,020 Å), у которого небольшая часть кальция замещена железом и, возможно, магнием. На термической кривой виден один пик с максимумом при 875°С.

Обр. 6 после обработки реактивом приобретает темно-фиолетовую окраску. Под микроскопом устанавливаются два различных карбоната микрозернистого строения: один из них, наиболее распространенный, окрашен в темно-фиолетовый цвет,

другой, наблюдаемый в ограниченных количествах, не окрашен. Судя по химическому анализу и результатам пересчетов, в этом образце содержатся CaCO_3 (95,75%), FeCO_3 (2,38%) и MgCO_3 (1,98%). На рентгенодифрактометрической кривой виден пик 3,0196 Å кальцита, по-видимому, обогащенного не только магнием, но частично и железом. На кривой нагревания вырисовываются большой эндомаксимум (950°С), указывающий на диссоциацию кальцита, и очень небольшие по размеру эндо- и экзотермические эффекты при 460 и 505°С, вероятно всего, принадлежащие сидериту (неокрашивающийся минерал). Экзомаксимум при 400°С свидетельствует о разложении пирита. Неокраши-

вающийся минерал после обработки шлифа нагретым до 50—60°С комплексным реактивом приобрел слабо-голубоватую окраску, подтвердив тем самым наличие в этом образце сидерита.

Обр. 7 окрашивается в голубовато-синий цвет. Представлен он в основном среднезернистым карбонатом, сильно загрязненным терригенно-обломочными зернами. Результаты химического анализа указывают на два главных компонента — CaCO_3 (57,30%) и MgCO_3 (40,40%) — при небольших количествах FeCO_3 (2,30%).

Рентгеновская кривая отмечает один эффект — 2,907 Å. На кривой нагревания вырисовываются две эндотермические остановки — 775 и 920°С, разделенные небольшим экзотермическим поднятием. Судя по этим данным и контрольному окрашиванию, карбонат обр. 7 представлен доломитом в решетку которого входит железо.

Такой же минеральный состав имеют и карбонаты, слагающие образцы 8а и 9, также окрашивающиеся в голубовато-синий цвет, обладающие близким химическим составом и сходными рентгенодифрактометрическими и термическими кривыми (см. табл. 2 и фигуру).

Обр. 10 после обработки реактивом приобретает также голубовато-синий цвет. При более детальном просмотре под микроскопом выясняется, что карбонатное вещество играющее здесь роль цементирующей массы, в которую включены терригенные зерна и обломки фосфатов, окрашивается неравномерно. Ближе к терригенным зернам цвет карбонатного цемента становится более густо-синим, в то время как остальная его часть имеет голубовато-синий цвет. Подобное же явление наблюдалось нами и в ряде других образцов, однако его природа нам сейчас неясна и требует дальнейшего уточнения.

Согласно химическому анализу, основными компонентами обр. 10 являются CaCO_3 (67,60%) и MgCO_3 (28,50%). На долю FeCO_3 приходится 3,25%. На рентгенодифрактометрической кривой виден пик наибольшей интенсивности — 2,8961 Å, принадлежащий доломиту, часть магна которого замещена кальцием и железом. Небольшие по размеру пики 2,789 и 3,059 Å указывают на наличие фосфата типа франколита или фтор-апатита. Термическая кривая характерна для доломита, хотя эндотермические пики по сравнению с более чистыми от примесей разностями несколько сдвинуты в область более низких температур.

Обр. 11 приобретает фиолетово-синий цвет. Под микроскопом видно, что слагающие его карбонатные минералы окрашиваются довольно неравномерно. Так, средние- и крупнозернистые разности в центральной части обычно имеют фиолетово-синюю окраску, а по периферии — густо-синюю. Значительно меньше распространен неокрашивающийся карбонатный минерал.

Химический анализ указывает на несколько иное, чем в предыдущих образцах, соотношение между CaCO_3 (71,02%), MgCO_3 (15,83%) и FeCO_3 (12,79%). На рентгенодифрактометрической кривой видны два пика — 3,0229 (железистый кальцит, фиолетово-синяя окраска) и 2,9136 Å (анкерит, окрашен в синий цвет). Кривая нагревания имеет типично анкеритовый вид. Не окрашивающийся на холоде карбонатный минерал оказался доломитом, поскольку после контрольной обработки подогретой смесью ализарина-рот и соляной кислоты он приобрел слабо-розоватую окраску. Доломит и железистый кальцит на кривой нагревания не выявляются, так как в изученном образце они явно подавляются анкеритом (Виталь 1961).

Обр. 12 после окрашивания становится синим. Под микроскопом выделяются три разных карбонатных образования. Крупнозернистый карбонат имеет густо-синюю окраску главным образом по трещинам спайности. Промежутки между ними закрашиваются не сплошь, а в виде частых мелких пятен. Иногда вдоль крупных трещин, пересекающих крупнозернистый карбонат, наблюдаются небольшие линейно-вытянутые светло-фиолетовые выделения. На отдельных участках среди крупнозернистого карбоната наблюдаются мелкие, неправильной формы неокрашенные образования.

К сожалению, мы не располагаем полным химическим анализом обр. 12. Имеются лишь данные о содержании следующих окислов (%): CaO — 27,18; FeO — 12,25; MgO — 14,99; MnO — 0,12; нет определения CO_2 .

Рентгенодифрактометрическая кривая характеризуется двумя резко отличающимися по интенсивности пиками. Наиболее интенсивный пик — 2,8922 Å (минерал окрашен в синий цвет), несомненно, указывает на присутствие анкерита. Наибольший по размеру пик — 3,0229 Å принадлежит железистому кальциту (окрашен в светло-фиолетовый цвет). Неокрашенный карбонат с помощью рентгеновского анализа не установлен. На кривой нагревания вырисовываются три эндотермические остановки, четко отвечающие анкериту. Природа неокрашенного на холоде минерала нами выявлена контрольной обработкой подогретой смесью соляной кислоты и ализарина-рот, а также с помощью иммерсионного метода. Ng' оказался равным 1,680. Таким образом, неокрашенный минерал, судя по этим данным, — доломит, что в общем не противоречит парагенезису минералов, присутствующих в этом образце.

В отличие от ранее рассмотренных результатов обработки разных по составу карбонатных образований комплексным реактивом обр. 13 в пределах одного и того же шлифа после окрашивания приобретает более пеструю окраску.

В темно-малиновом карбонате под микроскопом видны разные по размеру и форме выделения, окрашенные в красный, светло-фиолетовый, голубовато-синий и голубой цвета. Кроме того, выявляются участки неокрашенного карбоната. Химический ана-

лиз указывает на преобладание CaCO_3 (64,17%). Обращает на себя внимание несколько повышенное количество FeCO_3 (16,72%). На рентгенодифрактометрической кривой видны три пика. Наиболее интенсивный — 2,9044 Å. Пики 2,8065 и 3,0364 Å (см. фигуру) имеют несколько меньшую интенсивность. Кривая нагревания характеризуется рядом эффектов.

Основной эндотермический пик при 860°С и эндотермическая площадка при 800—815°С коррелируются с пиком 2,9044 Å, указывая на присутствие доломита, часть магния которого замещена кальцием и, возможно, частично железом (темно-малиновый карбонат). Небольшой эндозффект при 590°С, переходящий также в небольшое экзотермическое поднятие (620°С), согласуется с пиком 2,8065 Å и свидетельствует о присутствии в этом образце сидерита (неокрашенный на холоде карбонат), имеющего сложный состав, так как часть железа у него замещена, по-видимому, кальцием. Небольшие примеси кальцита (3,034 Å) в присутствии доломита на кривых нагревания не проявляются. Не устанавливаются также рентгеновским и термическим методами, выявленные с помощью комплексного реактива железистый кальцит (светло-фиолетовый) и анкерит (синий), находящийся здесь в ясно подчиненном положении.

Карбонат, слагающий обр. 14, реактивом на холоде не окрашивается. Микроскопическое изучение шлифов, определение показателей преломления с помощью иммерсии, термический, рентгеновский и химический анализы (см. табл. 2 и фигуру) однозначно свидетельствуют о наличии в этом образце доломита.

Таким образом, комплексный реактив окрашивает кальцит в красный цвет. Последний даже с небольшой изоморфной примесью железа приобретает светло-фиолетовую окраску.

Некоторое увеличение в нем примеси железа приводит к появлению темно-фиолетовых тонов. Кальцит с небольшой примесью магния и частично железа после обработки комплексным реактивом становится темно-малиновым. Чистый доломит не окрашивается. Этот же минерал, но с небольшой изоморфной примесью железа, приобретает голубовато-синюю и фиолетово-синюю окраску. Анкерит (железистый доломит) окрашивается в густо-синий цвет.

Дополняя ранее предложенный метод окрашивания (Штеренберг, 1965), мы применили для обнаружения доломита смесь ализарина-рот (0,1%) и 0,15 *n* HCl, нагретую на водяной бане до 50—60°С, при этом он приобретает розоватую окраску. Для установления сидерита использована смесь 0,15 *n* HCl и 1%-ного $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ также нагретая до 50—60°С. Сидерит окрашивается в голубоватый цвет.

Окрашивание, применяемое совместно с химическими, термическими и рентгеновскими анализами, в значительной степени облегчает диагностику изоморфных карбонатных минералов. Вряд ли можно считать обоснованными выводы о составе сложных карбонатных образований только на основании аналитических данных, без окрашивания. Применение последнего в комплексе с другими методами исследования особенно выигрышно и в случае низких содержаний отдельных составляющих, переходящих порог чувствительности рентгеновского и термического анализов (Цветков, Валяшихина, 1958; Виталь, 1961; Эренбург, 1962; Цветков и др., 1964; Зарицкий, 1965; Kulp a. oth., 1951; Webb, Heystek, 1957, и др.). Вместе с тем только окрашивание также не может всегда однозначно решать вопрос о составе карбонатных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Виталь Д. А. К вопросу об определении в породах анкерита с помощью термического анализа (Труды 2-го совещ. по термографии). Казань, Изд-во АН СССР, 1961.
- Зарицкий П. В. Изоморфизм железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна.—Литол. и полезн. ископ., 1965, № 3.
- Цветков А. И., Валяшихина Е. П. Термоаналитическая характеристика некоторых сульфидов железа и меди. В сб.: Исследование по экспериментальной и технической петрографии и минералогии, II. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Цветков А. И., Валяшихина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М., «Наука», 1964.
- Штеренберг Л. Е. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания. Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Эренбург Б. Г. Рентгенографическое исследование кальцитсодержащих сидеритов.—Зап. Всес. минералог. о-ва, 1962, ч. 2, в. 5.
- Evamy B. D. The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization, *Sedimentology*, 1963, v. 2, 164.
- Kulp Y. L., Kent P., Kerr P. T. Thermal study of the Ca—Mg—Fe carbonate minerals. *Amer. Mineralogist*, 1951, № 9—10.
- Webb T. L., Heystek T. The carbonat minerals. The differential thermal investigation of clay. London, 1957.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
9.III.1972

ХРОНИКА

СИМПОЗИУМ «ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»

Г. Н. ДОЛЕНКО, Е. П. СЛИВКО

21—23 сентября 1971 г. во Львове состоялся симпозиум по проблеме «Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые».

Инициаторами проведения симпозиума были Межведомственная комиссия по изучению солянокупольных областей и связанных с ними полезных ископаемых, Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт МГ УССР, Львовская геологическая экспедиция треста «Киевгеология» и Львовское геологическое общество при Львовском ордена Ленина государственном университете им. Ив. Франко.

Цель симпозиума — обсуждение результатов проведенного за последние годы всестороннего изучения соленосных толщ Украины, установление дальнейшего направления исследований по проблеме и разработка рекомендаций по рациональному использованию полезных ископаемых, связанных с галогенными толщами.

О большом интересе к симпозиуму свидетельствует тот факт, что он собрал не только исследователей соленосных толщ Украины, но и других районов нашей страны. Здесь присутствовали и выступили с докладами специалисты Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Минска, Риги, Перми, Казани, Волгограда, Уфы, Ташкента, Ашхабада, Петропавловска-на-Камчатке и других городов. Всего в работе симпозиума участвовало 450 представителей от 95 научно-исследовательских учреждений, высших учебных заведений и производственных организаций.

Из большого количества заявленных тезисов Оргкомитет симпозиума отобрал для опубликования в специальном сборнике тезисы 152 докладов, а для зачитания на заседаниях — свыше 100. Кроме сборника тезисов докладов Оргкомитет опубликовал до начала заседаний программу симпозиума и путеводитель экскурсии.

Симпозиум открыл председатель Оргкомитета член-кор. АН УССР Г. Н. Доленко, отметивший большие успехи в изучении галогенных формаций, значение их в народном хозяйстве и планы на будущее в связи с реализацией задач, поставленных на XXIV съезде КПСС.

Во вступительном слове председатель Межведомственной комиссии по изучению солянокупольных областей и связанных с ними полезных ископаемых В. И. Китык остановился на наиболее актуальных проблемах в исследовании соленосных отложений и особенно подчеркнул необходимость комплексного их изучения.

На пленарном заседании были заслушаны доклады широкого профиля.

В. И. Китык в докладе «Соленосные толщи Украины, связанные с ними полезные ископаемые и проблемы их изучения» дал общую характеристику районов развития соленосных образований на территории УССР, отметил их особенности, степень изученности и рассмотрел связь целого ряда таких полезных ископаемых, как нефть, газ, сера, каменная и калийные соли, уголь редкие и рассеянные элементы, с соленосными толщами и структурами, которые они образуют.

Доклад С. М. Корневского был посвящен рассмотрению закономерностей размещения полезных ископаемых среди галогенных формаций и вмещающих их толщ. Докладчик особо отметил, что размещение полезных ископаемых здесь имеет, как правило, четкую стратификацию, и лишь в отдельных местах проявляется наложенная минерализация. Подчеркивалась важность комплексного исследования галогенных формаций.

С докладом «Современные представления о процессах галогенеза» выступил профессор М. Г. Валяшко. Прежде всего автор дал определение самого термина «галогенез», затем рассмотрел три основных химических типа рассолов соляных озер —

карбонатный, сульфатный, хлоридный — и указал, что в соответствии с этими типами вод выделяется три типа галогенеза. В заключение была рассмотрена судьба жидкой фазы галогенеза и ее соотношение с составом твердых фаз.

Н. А. Кудрявец привел некоторые новые данные в пользу метасоматического происхождения эвапоритов. Автор считает, что общераспространенная гипотеза садки солей в морских бассейнах путем испарения выявляет все больше и больше недостатки и что только признание эпигенетического замещения первоначальных пород при участии термальных вод может объяснить все имеющиеся в природе факты образования солей.

В докладе М. П. Фивега «Вулканизм и соленакопление» было показано, что образование соляных пород за счет метасоматоза, о котором говорил Н. А. Кудрявец, опровергается условиями залегания этих пород, их текстурами и структурами, минеральными парагенезисами и геохимическими особенностями. Именно эти данные свидетельствуют об образовании соляных пород в условиях испарения. Обращалось внимание на осуществление соленакопления в периоды наиболее слабого проявления вулканизма.

Закономерностям распространения солянокупольных структур в нефтегазоносных провинциях был посвящен доклад Г. Н. Доленко. На ряде примеров из отечественной и зарубежной практики автор показал связь соляных куполов с региональными разрывами и отметил преимущественное развитие солянокупольных структур и связанных с ними нефтяных и газовых месторождений в участках между депрессиями и поднятиями, а также в зонах, непосредственно примыкающих к глубинным разрывам.

Доклад Е. Ф. Малеева был посвящен вопросу влияния вулканизма на формирование месторождений полезных ископаемых соленосных моласс Восточных Карпат.

Затем работа симпозиума продолжалась на четырех секционных заседаниях. На I секции (руководители М. П. Фивег и С. М. Корневский) — «Стратиграфия, литология, минералогия и геохимия галогенных толщ» заслушано и обсуждено 24 доклада. В них рассмотрены современные представления об условиях образования соленосных толщ (В. И. Китык, Д. П. Хрущов, В. И. Созанский), периодичность соленакопления в различных районах развития галогенных отложений (Н. И. Банера, А. Л. Протопопов, А. А. Матвеева, Н. Е. Красуская, Е. И. Чиж), соотношение девонских галогенных и вулканогенных толщ центральной части Днепровско-Донецкой впадины (З. Г. Волошина), литология и палеогеография соленосных образований Предкарпатского и Закарпатского прогибов (Д. В. Гуржий), формы замещения органических осадков в пермских соленосных отложениях Донбасса (И. М. Александров), метаморфизм каменной соли в контактовых зонах долеритовых интрузивов (Д. И. Павлов) и другие вопросы.

Большой интерес вызвал доклад М. А. Жаркова «Палеозойские соленосные формации мира», в котором рассмотрена палеогеографическая обстановка соленакопления в различных типах солеродных бассейнов, подчеркнута важная роль промежуточных бассейнов, освещена проблема парагенетической связи нефтяных и газовых месторождений с соленосными сериями.

Не менее интересным был доклад В. Н. Утробина «Галогенные формации моласс Предкарпатского краевого прогиба». Докладчик считает, что галогенные формации Внутренней зоны Предкарпатского прогиба формировались при отсутствии связи солеродных бассейнов с морем. Он привел ряд факторов, указывающих на то, что основная масса солей здесь накопилась в результате излияния рассолов по разломам из глубоких горизонтов земной коры.

Вопросам минералогии и геохимии галогенеза были посвящены выступления И. К. Жеребцовой, О. И. Петриченко, П. М. Билонижки, А. М. Пустыльниковой, А. С. Колосова и др. В частности, О. И. Петриченко в своем докладе отметил значение метода исследования включений в минералах солей для выяснения физико-химических условий отложения и формирования галогенных толщ и применения этого метода к решению общих и частных геолого-химических проблем.

На заседании II секции — «Тектоническое строение и нефтегазоносность солянокупольных областей» (руководители В. К. Гавриш и В. А. Витенко) — заслушано 28 докладов.

Основная часть докладов была посвящена вопросам региональной тектоники солянокупольных областей. В докладах В. С. Журавлева, Г. Е.-А. Айзенштадта, В. К. Гавриша, В. А. Разницина, И. Г. Волкова, Н. Д. Павлова, В. И. Самодурова, В. А. Амбарцумова, П. И. Сувейздиса, С. Л. Айтюнова и др. освещены современное состояние проблемы размещения соленосных формаций в различных геотектонических областях, проявление соляной тектоники в пределах акваторий, роль глубинных структур и разломов в образовании и развитии соленосных формаций, соляной тектогенез отдельных солянокупольных регионов (Днепровско-Донецкая впадина, Припятский прогиб, Закарпатский прогиб, Прикаспийская впадина, Южная Прибалтика, Сибирская платформа и др.).

Н. Ф. Балуховский и А. И. Фиалко с соавторами выступили с докладами, в которых рассматривались вопросы физического состояния галогенных толщ, внутренней энергии каменной соли и условия ее перехода в пластическое состояние.

В части докладов рассмотрены особенности строения и истории развития локальных соляных поднятий отдельных регионов (А. Н. Бокун, В. И. Карасева и др.).

В докладах, посвященных связи месторождений горючих ископаемых с соленосными формациями (Г. А. Гладышева, А. Д. Бритченко с соавторами, Б. П. Кабышев и др., М. П. Тимченко и др., Т. С. Цупило и др.), подчеркивалась необходимость изучения фациальных замещений для прогнозирования залежей нефти и газа, изучения влияния на нефтегазоносность тектонической активности того или иного региона с учетом геотермических критериев.

Вопросы методики исследования солянокупольных территорий освещены в докладах М. А. Демидовой и Л. В. Каламкарлова, Р. И. Андреевой с соавторами, Б. М. Смольникова и Г. Н. Ткачева, Я. Ш. Шафира и Н. И. Банеры. Докладчики говорили о трансформации гравитационных аномалий, магнитотеллурическом зондировании, комплексном каротаже и т. д.

Работа секции III — «Калиеносность и гидрогеология галогенных толщ» проходила под руководством М. Г. Валяшко и В. В. Колодия.

Важное место в работе этой секции заняли доклады о калиеносности галогенных формаций Украины (С. М. Кореневский, М. А. Климов), о рациональном использовании калийных месторождений (П. К. Гаркушин, Е. П. Сивоконь), о методиках исследования калийных залежей (И. И. Ризнич, С. М. Роткин и др.).

Большой интерес вызвал доклад Ю. В. Баталлина и Е. Ф. Станкевича «Континентальные соленосные отложения и связанные с ними полезные ископаемые». Подчеркивалась большая перспективность этих отложений в связи с развитием здесь соды, калийно-магниевых солей, боратов цеолитного сырья и т. д.

Значительное внимание было уделено вопросам гидрогеологии районов развития галогенных формаций (В. В. Колодий, В. М. Таши), освещались вопросы гидрохимии соленосных толщ (А. Е. Ходьков, С. С. Козлов, В. К. Липницкий, А. И. Азизов, Г. М. Минко, В. А. Верховцев, В. И. Копнин), генезиса подземных вод (Е. С. Гавриленко, О. Д. Штогрин, Е. Е. Архильдеева, Л. К. Гуцало с соавторами, И. К. Жеребцова, В. А. Филонов), изучения поровых растворов соленосных глин (М. Г. Валяшко, Л. Г. Богашова, В. И. Борисенков, Л. З. Садыков), влияния подземных вод на соляные минералы и породы (А. К. Вишняков) и др. Подчеркивалось, что основная масса подземных вод соленосных и подстилающих их толщ относится к типу седиментогенных, изменивших свой первоначальный химический состав под влиянием различных процессов.

Проблема «Сероносность галогенных толщ» рассматривалась на заседании IV секции (руководители А. И. Отрешко и Е. И. Вульчин).

Работа секции началась общим докладом Е. И. Вульчина «Сероносность территории Украинской ССР», подготовленным совместно с Ю. И. Ветровым, С. Т. Зелизной и Г. Т. Саксеевым. Самостоятельный доклад Е. И. Вульчина был посвящен основным проблемам геохимии серных руд Предкарпатья в связи с выяснением их генезиса.

О типах серных месторождений и их связи с галогенными толщами докладывал И. И. Алексенко о типах кепроков и перспективах сероносности солянокупольных структур — А. И. Отрешко, о закономерностях размещения серных месторождений в Предкарпатье — Г. Т. Саксеев, а в Днепровско-Донецкой впадине — Г. Д. Лепигов. Отмечалась большая роль тектонических процессов в формировании и дальнейшем преобразовании скоплений самородной серы.

Особенности минерального парагенезиса серы в кепроках соляных куполов, а также генетическое значение кристалломорфологии серы рассмотрены в двух докладах Б. И. Сребродольского.

Вопросам генезиса самородной серы посвятили свои выступления С. Т. Зелизна и Д. П. Хрушов, минералого-петрографическая характеристика руд освещена в докладах С. К. Кропачевой и В. М. Лобановой, В. М. Строева, А. И. Шайнюк, Я. Т. Роскоша, А. И. Костровской и Н. Г. Озерко, Р. П. Панькива. Данные по изотопному составу серы и углерода привели В. И. Виноградов, Н. А. Озерова и Ю. Р. Карпенчук.

На заключительном пленарном заседании выступили руководители секций и подвели итоги основных достижений в области изучения галогенных формаций Украины и связанных с ними полезных ископаемых.

При обсуждении докладов участники симпозиума, констатируя серьезные успехи работ по проблеме, высказали ряд критических замечаний.

В заключение симпозиум наметил ближайшие задачи по изучению соленосных толщ и разработал конкретные мероприятия по осуществлению этих задач.

На симпозиуме была организована специальная выставка геологической литературы, посвященной изучению соленосных толщ Украины, а также выставка образцов пород минералов, встречающихся в месторождениях каменной и калийных солей этого региона. Кстати, последняя выставка пополнилась новыми интересными экспонатами, привезенными участниками симпозиума и любезно переданными в дар музею Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР.

После окончания работы симпозиума его участники совершили автобусную экскурсию по Предкарпатья, Карпатам и Закарпатья с заездами на месторождения Роздол, Калущ, Солотвино.

ЧИТИНСКИЙ СЕМИНАР ПО СТРАТИФОРМНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

В. М. ПОПОВ, Л. Ф. НАРКЕЛЮН, Ю. П. БЕЗРОДНЫХ

5—7 октября 1971 г. в Чите состоялся семинар по стратиформным месторождениям цветных металлов, организованный Комиссией по осадочным породам ОГГ АН СССР и Министерством геологии СССР. В работе семинара участвовали 110 человек от институтов АН СССР и союзных республик, вузов, научных и производственных организаций Министерства геологии СССР, Министерства цветной металлургии из 13 городов СССР. Было заслушано 19 докладов, посвященных общим генетическим вопросам и рассмотрению закономерностей распределения оруденения цветных металлов в рудных провинциях и отдельных месторождениях. К семинару Забайкальский филиал Географического общества СССР издал сборник тезисов «Стратиформные месторождения цветных металлов»¹.

Председатель Оргкомитета В. М. Попов в вступительном слове охарактеризовал общее состояние и задачи дальнейшего изучения стратиформных месторождений. В его докладе, открывшем работу семинара, критически рассмотрена роль «анизотропии» рудовмещающих толщ в формировании пластовых сульфидных месторождений, которой в гипотезе эндогенного (гидротермально-метасоматического) генезиса придается ведущее значение. Сделан вывод, что избирательная приуроченность оруденения к гетерогенным частям разреза продуктивных толщ, характеризующихся переслаиванием отложений различного состава, ритмичным строением, частой и быстрой сменой фациальных обстановок и физико-химической среды осадконакопления (рН, Eh), в действительности отражает специфический, крайне неустойчивый режим формирования рудовмещающих толщ. Именно эти условия, а не физико-механические свойства пород, благоприятствовали накоплению в осадках металлогенных элементов, их химической дифференциации, многоэтажности месторождений, сложному строению рудных залежей и образованию полосчатых и тонкослоистых текстур в седиментационных рудах.

Ф. И. Вольфсоном и В. В. Архангельской была предпринята попытка доказать невозможность образования рудных концентраций свинца, цинка и меди в процессах седиментогенеза. Авторы отстаивали традиционное эндогенное представление о происхождении стратифицированного оруденения в осадочных толщах; при этом ведущее значение в локализации оруденения они приписывали структурно-тектоническому контролю.

Г. И. Князев, Р. С. Сейфуллин, А. П. Карасев, В. А. Фаворов на основе результатов металлогенических исследований, проведенных на Украине и в Забайкалье, пришли к выводу, что пластовые стратиформные месторождения свинца, цинка и меди занимают периферийное положение в зональном ряду эндогенных месторождений. Этот факт, а также анализ геотектонического положения рудных залежей, порядка замещения рудных минералов позволяет, по мнению авторов, отнести рассматриваемые месторождения к классу телетермальных. В докладе было подчеркнуто, что важная информация о генезисе оруденения может быть получена при изучении физических свойств рудных минералов.

Ю. В. Богданов и Э. И. Кутырев рассмотрели региональные и локальные факторы контроля в размещении стратиформных месторождений цветных металлов. К первым отнесены геотектонический и палеогеографический, ко вторым — стратиграфический, литолого-фациальный, палеотектонический и минералого-геохимический. На основе анализа закономерностей распределения оруденения и изотопного анализа серы сделано заключение, что формирование руд — многостадийный процесс, главную роль в котором играет диагенез осадков.

В. И. Виноградов и В. М. Белый посвятили свой доклад интерпретации данных, полученных в СССР и за рубежом, по изотопному составу серы различных месторождений свинца и цинка стратиформного типа. Было показано, что руды свинцово-цинковых месторождений характеризуются обогащенностью серы тяжелым изотопом и выдержанностью изотопного отношения в пределах залежей. Эти особенности служат, по мнению авторов, свидетельством участия нефтяных вод в формировании оруденения при эпигенетическом преобразовании осадочных толщ. На основе детального рассмотрения данных по изотопному составу серы отдельных рудных тел и горизонтов сделан подобный вывод и в отношении природы оруденения медистых песчаников.

Л. Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных, А. И. Трубачев и В. С. Салихов показали, что в пестроцветных осадочных формациях юга Сибирской платформы медистые песчаники и сланцы находятся в тесной перагенетической связи с золотым, свинцово-цинковым и флюоритовым оруденением, а также встречаются совместно с фосфоритом. Было подчеркнуто, что указанные полезные ископаемые занимают строго определенное положение в ряду осадочных формаций, и в зависимости от их расположения создаются определенные типы зональности.

¹ Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР, Чита, 1971, 53.

Э. Ф. Грингаль осветил особенности распределения медного оруденения в разрезе удоканской серии. Были приведены результаты детальных литологических и геохимических исследований рудоносной толщи Удоканского месторождения, свидетельствующие о первично-осадочной природе его оруденения.

Г. Д. Младенцев и В. В. Гурба посвятили доклад, основанный на результатах обобщения геологического материала и палеогеографических реконструкций по Джезказганскому району, проблеме источника материала джезказганской рудоносной толщи. Были охарактеризованы меденосные породы, за счет размыва которых сформировалось оруденение Джезказгана.

И. П. Дружинин доложил о сравнительно-литологических исследованиях меденосных отложений Джезказгана и Роан Антелоп (Замбия), позволивших выявить индивидуальные особенности палеогеографической обстановки, которые оказались благоприятными для образования оруденения на этих месторождениях.

И. Ф. Габлина и А. М. Лурье показали на примере осадочных месторождений меди Центральной Европы влияние состава и строения подстилающих красноцветных отложений на распределение оруденения. Выявленные закономерности объясняются, по мнению авторов, образованием руд в результате взаимодействия иловых вод осадков с грунтовыми водами красного лежа в местах их разгрузки.

Ш. Е. Есенов, С. Ш. Сейфуллин, Т. Е. Едресов и др. акцентировали внимание на структурно-тектонических особенностях рудного района Джезказгана и сделали вывод о генетической связи рудных залежей с тектоническими структурами и о гидротермальной природе оруденения.

Н. И. Нуралин рассмотрел закономерности размещения стратиформных месторождений меди в западной части Центрального Казахстана и сделал вывод об их гидротермальном генезисе.

У. Асаналиев, В. М. Попов и Г. И. Давыдов посвятили свой доклад анализу особенностей распределения стратифицированных месторождений цветных металлов Тянь-Шаня и рассмотрели приуроченность наиболее богатого оруденения цветных металлов к орогенным областям, геохимическую специализацию определенных осадочных формаций, палеогеографический контроль в размещении оруденения, роль экзогенного и эндогенного эффузивных источников рудного материала, особенности состава и строения выделенных типов руд, влияние постдиагенетических процессов на перераспределение седиментационно-диагенетического оруденения.

Д. Н. Алексеев охарактеризовал рудоносные формации Забайкалья и Прибайкалья и связь с ними полиметаллического оруденения. По формационным, тектоническим и минералого-петрографическим признакам месторождения разделены на сложные колчеданно-полиметаллические в вулканогенно-осадочных толщах и стратиформные свинцово-цинковые — в терригенно-карбонатных. Особенности оруденения находятся в соответствии с составом формационных рядов. Сделан вывод, что в образовании стратиформных рудных месторождений Забайкалья главную роль играли процессы вулканизма и седиментации.

Л. П. Тигунов, Ю. А. Синчук и А. Ю. Шманкевич рассмотрели многочисленные проявления свинца, цинка, приуроченные к различным образованиям Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в пределах Иркутской области, и отметили, что экономически наиболее ценны среди них стратиформные.

Э. Г. Дистанов в докладе, подготовленном совместно с К. Р. Ковалевым, К. В. Кочетковым, А. И. Брусленко, Р. С. Тарасовой, Н. И. Бабкиным, рассказал о геологическом строении Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Бурятия) и на основе результатов детальных исследований осветил генезис руд. Авторы пришли к выводу, что основные рудные концентрации, возникли осадочным путем за счет рудных компонентов гидротермальных растворов, связанных с синхронной вулканической деятельностью. Первичные рудные скопления, по-видимому, претерпели значительные преобразования при диагенезе, а также в приконтактных зонах дайковых тел.

М. А. Свирский, Б. М. Васильев, Ю. В. Киселева, В. В. Полетаев и Н. М. Чумаченко рассмотрели геолого-структурные особенности и вещественный состав свинцово-цинковых месторождений Приаргунья, детально охарактеризовали трубообразные и линзообразные рудные тела и сделали вывод о гидротермальной природе этих месторождений.

И. М. Беспалов охарактеризовал особенности стратифицированного свинцово-цинкового оруденения Украины (южный склон Воронежского массива, Донбасс и Предкарпатье) и привел данные, свидетельствующие о том, что распределение его и зональность в ряду медь — свинец — цинк контролируются литолого-фациальными особенностями рудовмещающих отложений. Вторичные изменения в рудоносных пластах — результат диагенетических и катагенетических процессов и не могут быть отнесены к категории гидротермальных окорудных изменений. На основании этих данных докладчик сделал вывод о первично-осадочной природе оруденения.

Д. Д. Мазанов рассмотрел особенности состава юрских отложений южного склона Большого Кавказа и связанного с ними свинцово-цинкового стратиформного оруденения, охарактеризовал зональность в размещении сульфидных минералов, аналогичную таковой в других осадочных месторождениях. Отмечено участие руды во внутриформационных размывах. Докладчик считает, что оруденение сформировано сингенетично с вмещающими породами.

Графика по 20 сообщениям была выставлена для ознакомления в зале заседаний; авторы докладов в течение нескольких часов проводили беседы со всеми желающими ознакомиться с материалами и отвечали на вопросы присутствующих.

В дискуссии, развернувшейся в последний день работы семинара, выступило 35 человек. Подчеркивалось плодотворность семинара, позволившего изложить точки зрения всех направлений на природу стратиформного оруденения цветных металлов. Отмечалось, что разногласия о природе стратиформного оруденения не способствуют выработке надежных поисковых и оценочных критериев. Причина существования двух полярно противоположных точек зрения — «гидротермальной» и «осадочной» — на генезис одних и тех же объектов кроется, как отмечалось в ряде выступлений, с одной стороны, в недостаточности современных знаний по геохимии меди, свинца и цинка в эндогенных и экзогенных процессах, а с другой — в подчас одностороннем подходе к изучению месторождений. Отмечалось, что нередко игнорируется фактический материал, не подходящий под доказываемые положения, в связи с чем, подчеркнута целесообразность проведения совместных разносторонних исследований на ряде месторождений цветных металлов представителями различных направлений.

Участники семинара пришли к заключению, что проблема генезиса стратиформных месторождений может и должна быть решена в ближайшие годы в нашей стране, где распространены все известные типы этих месторождений. Для ее решения целесообразно, как отмечено в рекомендациях семинара, выполнить всеми современными методами комплексные исследования на нескольких типичных стратиформных месторождениях, всесторонне изучить геохимию меди, свинца и цинка в экзогенных и эндогенных процессах, расширить экспериментальные исследования, моделирующие различные стороны природных процессов, усилить исследования в области эпигенетического преобразования пород под влиянием подземных вод с целью проверки возможности концентрирования металлов при этих процессах. Отмечена необходимость более широкого использования литологических методов при прогнозно-оценочных и поисково-разведочных работах на цветные металлы в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, сравнительного формационного анализа и специальных методов исследований.

Особенно было подчеркнуто, что основное условие успешного и плодотворного решения спорных вопросов — обстоятельное и объективное использование всех имеющихся геологических материалов и ранее проведенных исследований.

Институт геологии АН КиргССР
Фрунзе

Дата поступления
5.IV.1972

СЕМИНАР ПО ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИМ (НАЛОЖЕННЫМ) ПРОЦЕССАМ В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Е. А. ГОЛОВИН, В. И. ПОПОВ, Э. Г. ШАКАРОВ

В изучении постседиментационных изменений осадочных образований за последнее 10-летие сложилось два направления.

Первое направление развивается литологами и минералогами (А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Н. В. Логвиненко, Г. Н. Пероziо и др.), а также некоторыми литологами-рудниками (В. И. Данчев, В. М. Попов и др.). Главное внимание они уделяют унаследованным изменениям осадка и породы, происходящим при их прогрессирующем погружении под воздействием меняющихся условий температуры и давления.

Второе направление объединяет многих литологов-рудников (В. И. Попов, Е. А. Головин, Е. М. Шмариович, В. Н. Холодов и др.), гидрогеологов (А. И. Германов, А. К. Лисицын и др.), геохимиков (А. И. Перельман, О. И. Зеленова и др.) и других специалистов по полезным ископаемым, приуроченным к осадочным породам (А. С. Соколов, Г. А. Каледa и др.). Исследователи этого направления важное значение придают наложенным новообразованиям, обусловленным привносом в осадочную породу чужеродного вещества.

Комиссия по осадочным породам, признавая правомерность обоих подходов к изучению постседиментационных процессов, неоднократно проводила обсуждение последних на всеююзных и региональных семинарах. Так, в 1965 г. в Москве под председательством Н. М. Страхова проходил первый семинар по экзогенному эпигенетическому рудообразованию¹.

Второй семинар по эпигенетическим (наложенным) процессам был организован секцией эпигенеза Среднеазиатского отделения Комиссии по осадочным породам и Проблемной лабораторией осадочных пород и руд Ташкентского государственного университета. Он проходил 23—25 ноября 1971 г. в Ташкенте.

¹ См. «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1966.

В работе приняло участие 115 человек, представляющих 22 геологические организации: Ташкентский университет им. В. И. Ленина, ВИМС, ИГЕМ, ПИН, ВНИГРИ, ВНИГНИ (Москва и Душанбе), САИГИМС, ИГИРНИГМ, СредазНИИгаз, ИГ АН УзССР, ИГН АН КиргССР, Ташкентский и Фрунзенский политехнический институты, Северо-Кавказский НИИгаз, Краснохолмская и Кольцовская экспедиции МГУ СССР, Управление геологии СМ ТаджССР и ряд трестов и экспедиций МГ УзССР. Некоторые исследователи, заявившие свои доклады (Е. М. Шмариович, В. Н. Холодов и др.), не присутствовали на семинаре.

Семинар был открыт вступительным словом старейшины геологов Средней Азии, академика АН УзССР, проф. [А. С. Уклонского]. Были заслушаны следующие доклады: Е. А. Головин, М. П. Баскаков, В. И. Попов, «Типы эпигенетических (наложенных) процессов в осадочных породах и задачи их дальнейшего изучения»; В. И. Попов, К. И. Кадышев «Основные фациальные законы и их применение для разделения сингенеза и эпигенеза»; А. И. Осипова, Т. Н. Бельская, «Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере отложений палеогена Ферганы)»; М. Г. Гаврилюк, В. И. Троицкий, «Процессы глубинного эпигенеза в карбонатных формациях верхней юры Средней Азии»; М. Г. Горбачев, «Роль восходящих струй в образовании месторождений самородной серы в Средней Азии»; А. И. Перельман, Е. И. Борисенко, «Геохимия микроэлементов при эпигенетическом оглеении в породах красноцветной формации»; М. П. Баскаков, «О ритмичности эпигенетического минералообразования»; М. М. Крылов, А. С. Хасанов, «Современные представления о водонапорных системах и вопросы рудогенеза»; Р. И. Гольдштейн, «Гидрогеологические процессы в водонапорных системах Средней Азии и рудообразование»; В. И. Троицкий, Г. В. Куликова, С. Е. Козорез, «История развития водонапорных систем Средней Азии и их полезных ископаемых»; А. И. Попов, «Эпигенетические рудные концентрации в мезозойских отложениях Западной Туркмении»; Г. В. Тараборин, Т. Я. Демина, «Некоторые черты и факторы контроля наложенных преобразований мезокайнозойского чехла на примере Каратауского региона».

В прениях выступило 36 человек. Значительная часть выступавших (11 человек) ограничилась изложением собственного фактического материала, не всегда имевшего прямое отношение к теме семинара. Из числа так называемых фиксированных выступлений наибольший интерес привлекли сообщения: В. Н. Озябкина «Методика оценки способности подземных вод к изменению вмещающих пород», Б. Н. Лебедева «Образование вторичной емкости в коллекторах нефти и газа за счет реакций пород с глубинной углекислотой», В. Т. Горбатка, М. В. Васильченко, Ю. С. Юртаева «К вопросу формирования месторождений жильного типа в Таджикской депрессии». Эти сообщения по содержанию не уступали развернутым докладам.

Место проведения семинара и состав участников определили его региональный характер. Как видно из перечня докладов, в центре внимания собравшихся были материалы, полученные при изучении покровных формаций Средней Азии. Однако и на Московском семинаре материалы по Средней Азии занимали ведущее место. Дело, по-видимому, в том, что по ряду причин именно в Средней Азии силами местных организаций и центральных институтов исследования по эпигенетическим процессам ведутся наиболее широко. Созыв совещания в Ташкенте, следовательно, представляется оправданным.

Интересный материал дает сравнение состава участников и тематики Московского (1965 г.) и Ташкентского (1971 г.) семинаров по эпигенезу. Число участников в 1971 г. возросло почти вдвое, а число представленных организаций — почти в четыре раза. Если на семинаре 1965 г. проблемы эпигенеза обсуждались в основном на примере концентраций меди, селена и урана, приуроченных к осадочным породам, то в 1971 г. помимо них рассматривались условия образования месторождений полиметаллов, флюорита, самородной серы, целестина, а также образование вторичных скоплений кальцита, доломита, гипса, гидроокислов железа, вторичное осветление и восстановление красноцветных толщ и другие вопросы теоретической и прикладной литологии. Таким образом, можно констатировать, что за 6 лет, прошедших со времени Московского семинара, интерес к эпигенетическим (наложенным) процессам в осадочных толщах существенно возрос. В настоящее время эти вопросы интересуют широкий круг литологов, геохимиков, гидрогеологов, геологов-рудников, нефтяников, специалистов, по нерудным полезным ископаемым и т. д.

Доклады и выступления на семинаре показали, что за это время произошло изменение и в общих представлениях о характере и типах эпигенеза. Если на Московском семинаре в центре внимания были эпигенетические процессы, обусловленные внедрением в осадочные толщи инфильтрационных вод, то в Ташкенте на примере месторождений редких элементов, полиметаллов, самородной серы и т. д. широко обсуждались возможности эпигенетического минералообразования за счет внедрения в осадочные породы подземных вод нижних горизонтов осадочного чехла (седиментационных вод) или глубинных растворов.

Основным вопросом, вокруг которого развернулась дискуссия, оказался вопрос о масштабах перемещения и источнике вещества при эпигенетическом минералообразовании. Намечались две принципиальные точки зрения.

В докладах В. И. Троицкого, М. Г. Гаврилюк выступлениях А. Г. Бабаева, В. Т. Горбатка и др. допускаемые перемещения вещества ограничивались собственно

покровными формациями, которые и рассматриваются как источник всех минерализующих агентов. Особенно четко этот тезис прозвучал в одном из гидрогеологических докладов — М. М. Крылова и А. С. Хасанова — в построениях которых водонапорные системы ограничены только осадочным чехлом и рассматриваются вне связи с подземными водами подстилающего их складчатого фундамента.

В докладах М. Г. Гербачева, Р. И. Гольдштейна, А. И. Попова, Г. В. Тараборина, в выступлениях Б. А. Лебедева и др. обосновывались иные представления. Согласно их материалам, некоторые существенные компоненты минерализующих растворов, по крайней мере газообразные (CO_2 , H_2S , C_nH_m и др.), могут поступать в осадочный чехол из складчатого основания. С этих позиций гидрогеологические условия покровных формаций в водонапорных системах Средней Азии оказываются неразрывно связанными с газогидродинамикой складчатого фундамента, со становлением Тяньшаньского орогена, с жизнью глубинных геосфер Земли.

Следует иметь в виду некоторые особенности геологического строения Средней Азии, где, за исключением Памира и Копетдага, почти не известны проявления послепалеозойского магматизма. Геологическая структура Тянь-Шаня, определяемая как постплатформенный ороген, характеризуется безмагматическим развитием земной коры (во всяком случае, ее гранитной оболочки) в послетриасовое время. Это позволяет рассматривать эпигенетическое минералообразование мезозойских и кайнозойских толщ Тянь-Шаня вне связи с проявлениями магматизма, вне рамок традиционных концепций постмагматического рудообразования, что представляет фундаментальный теоретический интерес.

Проведенный семинар вскрыл и ряд существенных недостатков в постановке и проведении исследований по эпигенетическому минералообразованию. Можно указать на фрагментарность некоторых наблюдений, доложенных на семинаре, умозрительность некоторых построений, не подкрепленных достаточными геологическими документами. Как общее впечатление от семинара следует отметить отсутствие общих методологических установок и единого комплекса методических приемов, используемых при изучении эпигенетического минералообразования. Это связано с узкой специализацией ведомственных геологических коллективов, с неоправданной изоляцией большинства прикладных исследований. Так, даже близко расположенные концентрации самородной серы, целестина, полиметаллов и других полезных ископаемых обычно изучаются геологами разных организаций и нередко без взаимной увязки получаемых результатов. Именно поэтому возникают частные генетические схемы, пригодные лишь для данного случая и не выдерживающие проверки на более широком фактическом материале, именно с этим связано отставание в разработке общей теории эпигенеза. По единодушному мнению выступавших, ликвидировать ведомственную разобщенность помогло бы периодическое издание специального сборника, посвященного вопросам эпигенетического минералообразования.

На семинаре обсуждались и некоторые терминологические вопросы, в частности о содержании и объеме понятия «эпигенез». В решении, принятом на семинаре, отмечается: «Все участники данного семинара под эпигенетическими (наложенными) процессами в осадочных формациях рекомендуют понимать такие, которые происходили или происходят в последних с обязательным участием привноса в них вещества со стороны. Такое понимание эпигенеза было закреплено опубликованными в журнале «Литология и полезные ископаемые» (1966, № 2, стр. 167) решениями специальной подкомиссии, выбранной на Московском семинаре 1965 г. по эпигенетическим (наложенным) процессам и отвечает пониманию этого термина, наиболее распространенному среди советских геологов».

ВИМС
Москва

Дата поступления
21.I.1972



Н. Б. ВАССОЕВИЧ
(К 70-летию со дня рождения)

Исполнилось 70 лет со дня рождения и 45 лет педагогической и научно-производственной деятельности доктора геолого-минералогических наук, профессора, член-кор. АН СССР Николая Брониславовича Вассоевича.

Н. Б. Вассоевич родился 30 (17) марта 1902 г. в Ростове-на-Дону, в семье телеграфиста. После смерти отца (1908 г.) семья Вассоевичей переехала во Владикавказ, где Николай Брониславович закончил реальное училище, а в 1918 г. в том же городе поступил в I Советский Политехнический институт. Через три года Н. Б. Вассоевич перевелся в Петроградский Горный институт и успешно закончил его в 1924 г. Вскоре после окончания института он переехал в Грозный — центр нефтедобывающей промышленности Северного Кавказа и здесь в качестве начальника геологоразведочной партии треста «Грознефть» осуществлял поиски и разведку новых нефтеносных площадей: в 1925 г. в районе Махачкалы, в 1926 г. — в Хадыженском районе, в 1927 г. — в окрестностях Анапы и на Таманском полуострове. В это время Н. Б. Вассоевич сталкивается с многочисленными загадками геологии Кавказа. Ему приходится почти одновременно решать проблемы стратиграфии, тектоники, литологии и геохимии.

В 1928 г. Н. Б. Вассоевич перешел на работу в нефтяную секцию Геологического Комитета ВСНХ (ныне ВНИГРИ) в Ленинграде. С этим научно-исследовательским институтом он был связан долгие годы. В 1928—1940 гг. Н. Б. Вассоевич разрабатывал схему стратиграфии палеогена Западной Кубани, внес уточнения в разрез неогена Тамани, детализировал схему стратиграфии среднего миоцена Восточного Предкавказья.

В области тектоники главнейшие его достижения связаны с установлением крупных тектонических покровов в Грузии и Азербайджане. Кроме того, он на примерах Степной и Горной Кахетии, а также некоторых районов юго-восточного Кавказа разрабатывал метод структурно-фациального районирования.

В области литологии Н. Б. Вассоевич много лет занимался проблемой слонистости, изучал условия образования подводных оползней, предложил новую классификацию тектурных знаков, описал методику изучения моласс. Особое место в работах Н. Б. Вассоевича занимала проблема флиша. Он выяснил, что флиш — не хаотическое чередование слоев различного состава, как это представляли тогда многие литологи, а закономерная ритмическая последовательность. Это позволило ему предложить особую методику сопоставления флишевых разрезов на больших расстояниях (коннекция), что ранее считалось принципиально невозможным. Всесторонне изучив флиш, Н. Б. Вассоевич обосновал его выделение в качестве самостоятельной формации (геогенерации) и использовал весь комплекс признаков флиша для выяснения условий его образования.

Великая Отечественная война прервала начатые исследования; несколько лет Н. Б. Вассоевич работал в Фергане, где его внимание привлекли неогеновые конгломераты молассовых формаций.

В конце войны Н. Б. Вассоевич возвратился в Ленинград, а в 1945 г. блестяще защитил докторскую диссертацию на тему «Флиш и методика изучения». После защиты он продолжал работать над геологией флиша. Важнейшие обобщения в этой об-

ласти опубликованы им в двух книгах (1948, 1951 гг.). Вторая его книга «Условия образования флиша» стала классической и получила мировую известность.

Н. Б. Вассоевич неоднократно касался вопросов геологии нефти. Он разрабатывал классификацию нефтепроявлений (1930 г.), заложил основы нефтегеологического районирования Грузии (1936—1937 гг.), охарактеризовал роль волновых движений в миграции нефти (1951 г.), описал изменение свойств нефти при диагенезе, катагенезе и гипергенезе (1953 г.), предложил классификацию битумов и нафтидов (1955—1958 гг.).

С 1955 г. центральное место в исследованиях Н. Б. Вассоевича заняла проблема происхождения нефти. Разработанный им оригинальный вариант органической теории происхождения нефти включает в себя новые представления о нефтепроизводящих отложениях, о стадиях преобразования органического вещества в зависимости от изменений температуры и давления в недрах, о критериях различия автохтонных и аллохтонных битумов, о «микронепти». Н. Б. Вассоевич уделяет много времени критике гипотез неорганического происхождения нефти.

Для научного творчества Н. Б. Вассоевича, отраженного почти в 200 публикациях, характерна широкая эрудиция, большая глубина обобщений и неизменное обращение к новым методам исследования.

С 1963 г. Н. Б. Вассоевич заведует кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ. Он читает курсы: «Геохимия горючих ископаемых», «Геохимические методы разведки нефти и газа», «Современные проблемы геологии». Н. Б. Вассоевич подготовил 50 кандидатов и 5 докторов наук.

Н. Б. Вассоевич активно участвует в общественной жизни. Он является членом ученых советов геологического факультета и председателем Ученого Совета отделения геологии геологического факультета МГУ, членом ученых советов ГИН АН СССР, ИГиРГИ, членом экспертной комиссии по присуждению премий им. И. М. Губкина, членом редколлегии журналов «Геология нефти и газа», «Известия АН СССР» и «Вестник МГУ» членом Бюро Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР.

Н. Б. Вассоевич — член-корреспондент АН СССР с 1970 г., награжден орденом Ленина, орденом «Знак Почета» медалями «За трудовую доблесть», «За доблестный труд в Великой Отечественной войне».

Свое 70-летие Николай Брониславович Вассоевич встречает в расцвете творческих сил. От души поздравляем дорогого юбиляра и желаем ему долгих лет плодотворной научной работы на благо нашей социалистической Родины!

*Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»*

25 мая 1971 года в пос. Вырица под Ленинградом на 64-м году жизни скоропостижно скончался кандидат геолого-минералогических наук Алексей Иванович Гусев — крупнейший специалист в области геологии угольных месторождений Якутии и Советской Арктики.

А. И. Гусев родился 9 марта 1908 г. В 1930 году, после окончания геологического отделения Ленинградского университета, А. И. Гусева направили на работу в Угольный геологоразведочный институт. С этого момента и начало формироваться основное направление работ Алексея Ивановича по изучению геологии месторождений угля и угленосных областей страны.

С 1938 г. А. И. Гусев начал свою работу в организациях Главсевморпути. Он сознательно посвятил свою деятельность крайнему Северу нашей страны и до конца своей жизни всецело отдавал знания и труд Советскому Заполярью и его энергетическим ресурсам.

В 1933—1934 гг. старший геолог Арктического института А. И. Гусев возглавляет угольную геологоразведочную группу Усть-Ленской экспедиции. Под его руководством в низовьях Лены проводилась детальная съемка и разведка угленосных отложений. Результаты этих исследований были изложены А. И. Гусевым в книге «Булунский угольный район Якутской АССР» (1936).

До 1941 г. Алексей Иванович Гусев участвовал в работах Лено-Хатангской и Усть-Колымской экспедиций, был главным геологом Оленекской экспедиции. В 1938 г. Алексей Иванович был утвержден Высшей квалификационной комиссией в звании старшего научного сотрудника Арктического института. Результаты его чрезвычайно плодотворных исследований предвоенного периода были изложены в ряде опубликованных и рукописных работ. Из них особое значение имели статьи, посвященные описанию Анабаро-Хатангского, Оленекского, Булунского, Жиганского и Сангарского угленосных районов Ленского бассейна.

В годы Великой Отечественной войны А. И. Гусев являлся техническим руководителем и начальником Сангарской геологоразведочной экспедиции, а в послевоенные годы занимался обобщением материалов по низовьям реки Оленек. Итогом этих исследований явилась диссертационная работа; она была издана в виде монографии, хорошо известной геологам Якутского Севера под названием «Геология, угленосность и нефтеносность низовьев реки Оленек».

С момента организации в 1948 г. в Ленинграде Научно-исследовательского института геологии Арктики А. И. Гусев был в этом институте бессменным руководителем сначала отдела, затем сектора угля.

В последние годы А. И. Гусев принимал активное участие в выполнении ряда крупных общесоюзных работ. Он был одним из руководителей и участников составления «Карты прогнозов угля СССР» и подсчета запасов углей и горючих сланцев по северным районам. Участвовал в составлении девятого тома монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР».

Партия и Правительство неоднократно по заслугам отмечали безупречную и плодотворную работу первого полярного геолога-угольщика страны; он был награжден орденами «Знак почета», «Красная Звезда» и многими медалями.

Яркая жизнь и деятельность замечательного исследователя энергетических ресурсов Советской Арктики сполна и до конца отдана Родине и народу. Советские полярные геологи, якутские разведчики недр, все, кто знал Алексея Ивановича Гусева, кто сталкивался с ним на большом и малом деле, кто ощутил на себе его деловые качества, тепло и свет большой души, навсегда сохранят в памяти его образ.

Группа товарищей

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, 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 2/VIII-1972 г.	Т-16667	Подписано к печати 3/X-1972 г.	Тираж 1355 экз.
Зак. 5147	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Бум. л. 4 ¹ / ₂	Усл. печ. л. 12,6 Уч.-изд. листов 13,8

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга:

Захарова М. А. ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ. 8 л. 64 к.

В работе дана литолого-петрографическая характеристика палеогеновых образований. В изучаемом разрезе выделены литологические комплексы пород (соответствующие в основном таким единицам стратиграфической шкалы, как свиты), которые, в свою очередь, подразделяются на более мелкие элементы — пачки.

Проведено детальное описание каждого из выделенных комплексов и преобладающих в них литотипов пород.

На основе данных изучения особенностей вещественного состава и структурно-текстурных признаков сделано заключение об условиях формирования палеогеновых отложений.

Работа рассчитана на геологов, интересующихся осадочными образованиями Сахалина.

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 ближайшие магазины «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, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 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»