



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КОМПЬЮТЕРНЫЙ ЭКЗ.

3

1978

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

3

МАЙ — ИЮНЬ

1978

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Розанова Т. В., Дриц В. А., Дмитрик А. Л.</i> Гидротермальная пироксен-амфибол-асбестовая порода из впадины Хесса (Восточно-Тихоокеанское под- няtie)	3
<i>Васильев В. П.</i> Минералогия донных осадков шельфа Кубы	17
<i>Виноградов В. И., Лейтес А. М.</i> Об условиях седиментации в раннем докембрии и времени становления кислородной атмосферы Земли	34
<i>Трофимов В. С.</i> Янтарные россыпи береговой зоны древних и современных мо- рей и океанов	43
<i>Осовецкий Б. М.</i> К теории процессов накопления тяжелых минералов в песча- ных осадках равнинных рек	51
<i>Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А., Якушев В. В.</i> Структурно-химические особен- ности глауконита как показатели его качественной оценки	64
<i>Полянский Б. В., Долуденко М. П.</i> О седиментогенезе верхнеюрских карбонат- ных флишoidных отложений хр. Каратау (Южный Казахстан)	78
<i>Гуляева Н. Д., Работнов В. Т., Кулибакина И. Б., Елагина Н. Н.</i> Нормальные и изопреноидные алканы в углях различных стадий катагенеза Момо-Зы- рянской впадины	89
<i>Хворова И. В., Пушкина Э. В., Вознесенская Т. А., Гордеева С. Н.</i> К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя	96
<i>Шуменко С. И., Шевченко А. Я., Супрычев В. А.</i> Электронно-микроскопиче- ское изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород	104

Краткие сообщения

<i>Хасанкаев В. Б.</i> Изучение донного каменного материала как источника инфор- мации о составе коренных пород дна юго-восточной части Баренцева моря	118
<i>Алексеев В. В., Яковлева Т. В.</i> К формированию биогенных карбонатных скоп- лений в Воронке Белого моря	121
<i>Шарков А. А., Фомакин А. С.</i> О высокоглиноземистых девонских сланцах Пе- чорского Урала	124
<i>Мирошников Л. Д.</i> Ископаемые следы газовых пузырей и струй	128
<i>Шевелев А. И.</i> О закономерностях размещения месторождений магнезита в тер- ригенно-карбонатных комплексах	131

Критика и дискуссии

<i>Базилевская Е. С.</i> Некоторые замечания к статье Э. А. Янчука «О трехвалентном марганце»	137
--	-----

Хроника

<i>Зарицкий П. В.</i> Международный коллоквиум по проблеме угольных тонштейнов.	142
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1978

CONTENTS

<i>Rozanova T. V., Drits V. A., Dmitrik A. L.</i> A hydrothermal pyroxene-amphibole-asbestos rock from the Hess trough (the Eastern-Pacific uplift) . . .	3
<i>Vasil'ev V. P.</i> Mineralogy of bottom sediments of Cuba shelf . . .	17
<i>Vinogradov V. I., Leites A. M.</i> About sedimentation conditions in Early Precambrian and the time of formation of the Earth's oxygen atmosphere . . .	34
<i>Trofimov V. S.</i> Amber placers of coast zones of ancient and recent seas and oceans . . .	43
<i>Osovetskii B. M.</i> To the theory about processes of concentration of heavy minerals in sand sediments of plain rivers . . .	51
<i>Katsnel'son Yu. Ya., Nyrkov A. A., Yakushev V. V.</i> Structural-chemical peculiarities of glauconite as indices of its quality estimate . . .	64
<i>Polyanskii B. V., Doludenko M. P.</i> About sedimentogenesis of the Upper-Jurassic carbonate flyschoid sediments of Karatau ridge (Southern Kazakhstan) . . .	78
<i>Gulyaeva N. D., Rabotnov V. T., Kulibakina I. B., Elagina N. N.</i> Normal and isoprenoidic alkanes in coal of various stages of katagenese in the Momo-Zyryanskaya depression . . .	89
<i>Khvorova I. V., Pushkina Z. V., Voznesenskaya T. A., Gordeeva S. N.</i> To the method of study of fine-grained rocks from Paleozoic tuff terranes . . .	96
<i>Shumenko S. I., Shevchenko A. Ya., Suprychev V. A.</i> Electron microscope study of zeolites from sedimentary rocks . . .	104

Short notes

<i>Khasankaev V. B.</i> Study of bottom stone material as a source of information about composition of the native rocks of the floor of south-eastern part of Barents Sea . . .	118
<i>Alekseev V. V., Yakovleva T. V.</i> To the formation of biogenic carbonate accumulations in the Voronka (crater) of White Sea . . .	121
<i>Sharkov A. A., Fomakin A. S.</i> About the Devonian high-alumina shales of Pechorskii Ural . . .	124
<i>Miroshnikov L. D.</i> Fossil traces of gaseous vesicles and threads . . .	128
<i>Shevelev A. I.</i> On regularities of magnesite deposits in terrigene-carbonate complexes . . .	131

Criticism and discussion

<i>Bazilevskaya E. S.</i> Some remarks on the paper by E. A. Yanchuk «On trivalent manganese» . . .	137
---	-----

Chronicle

<i>Zaritskii P. V.</i> International symposium on Coal Tonstein Problem . . .	142
---	-----

УДК 553.232 (266)

**ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ПИРОКСЕН-АМФИБОЛ-АСБЕСТОВАЯ
ПОРОДА ИЗ ВПАДИНЫ ХЕССА
(Восточно-Тихоокеанское поднятие)**

Т. В. РОЗАНОВА, В. А. ДРИЦ, А. Л. ДМИТРИК

Поднятые со дна впадины Хесса (Галапагосский хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие) современные осадки с отчетливыми признаками гидротермального воздействия содержали обломок пепельно-серой породы, отличающейся от остальных степенью уплотнения, раковистым изломом и обладающий свойствами асбеста.

В результате проведенных исследований установлено, что асбестоподобный образец представлен смесью пироксена диопсид-геденбергитового состава, амфибола тремолитового состава и нового минерала, основу структуры которого составляют ленты из строенных пироксеновых цепочек с радикалом $[\text{Si}_6\text{O}_{16}]$. Последний можно рассматривать как промежуточное звено между амфиболами и слоистыми силикатами. Кроме того, в отдельных участках образца отмечено присутствие триоктаэдрического вермикулит-хлорита. Генезис исследованной асбестовой породы рассматривается с позиций высокотемпературного гидротермально-метасоматического изменения осадка позднематрическими минерализованными галондными растворами.

В исследовании пород океанического дна важное место занимает детальное изучение их вещественного состава комплексом современных физических и химических методов анализа. Цель подобного изучения прежде всего в том, чтобы выявить наиболее существенные индикаторные характеристики минералов, слагающих те или иные породы, и использовать их затем для решения генетических вопросов. В качестве примера такого исследования можно сослаться на результаты изучения океанических глинистых минералов, и в частности смектитов и палыгорскитов (Коссовская, 1975; Ломова, 1975; Горбунова, 1973, 1974; Bishoff, 1969; Piper, 1971; Nesteroff, Corbieres, 1976). Установлены фоновые ферримонтмориллониты пелагических глин, связанные с преобразованием базальтовой гиалокластики, железомарганцевые и магнезиальные смектиты пелагических глин с гидротермальным подтоком, рудоносные нонтронит-сапонитовые глины зон активного спрединга, палыгорскитовые пелагические глины зон глубинных разломов, бентонитовые глины, связанные с участками океанического дна с ассимилированной континентальной корой, и т. п. Все эти своеобразные в генетическом отношении минералы характеризуются вполне определенными кристаллохимическими особенностями, которые отличают их от океанических терригенных монтмориллонитов.

При исследовании вещественного состава пород океанического дна большой интерес представляют находки как новых минеральных разновидностей, так и неожиданных в том или ином отношении минеральных ассоциаций, ибо они несомненно отражают генетическое своеобразие исследованных объектов.

В данной работе приводится детальное минералогическое и кристаллохимическое описание поднятой со дна океана асбестоподобной породы,

содержащей смесь амфибола, пироксена и незначительного количества нового трехрядного ленточного силиката с радикалом Si_6O_{18} . По-видимому, образец является одним из первых асбестов, содержащих пироксены с игольчатой формой кристаллов.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В 1972 г. в 8-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» со дна впадины Хесса — активного центра раздвижения на Галапагосском хребте — на станции 0532-01 ($2^{\circ}12,1'$ с. ш., $101^{\circ}29,3'$ з. д.) с глубины 5230 м драгой поднято около тонны пестро окрашенных песчано-глинистых современных осадков с отчетливыми признаками гидротермального воздействия (Лисицын, 1973; Лисицын и др., 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, 1976). Кроме того, в драге присутствовало незначительное количество фрагментов лавового потока в виде тонких (1,5—4,5 см) плиток базальтового состава со стекловатыми корками закалывания на их нижней и верхней поверхности (Рудник, 1976). Среди многочисленных сходных по окраске и минералого-литологическому облику фрагментов, по-видимому, одного горизонта литифицированных гидротермально измененных хлорит-монтмориллонит-серпентиновых осадков обнаружен обломок ($10 \times 10 \times 15$ см) пепельно-серой породы, отличающейся от остальных степенью уплотненности, исключительной легкостью, раковистым изломом и обладающей свойствами асбеста.

Таблица 1

Химический состав плагиоклаза и трех амфибол-пироксенсодержащих участков образца

Окисел	Плагиоклаз	Проба 1	Проба 2	Проба 3	Химический анализ образца в целом
SiO_2	48,07	50,86	51,26	47,47	45,3
Al_2O_3	32,37	2,37	2,02	4,82	10,02
TiO_2	0,03	0,86	0,63	1,82	0,68
FeO	0,55	7,17	10,47	10,23	7,42
Fe_2O_3	—	—	—	—	4,45
MnO	—	0,24	0,34	0,27	0,37
MgO	0,20	15,27	13,77	13,75	13,54
CaO	13,18	21,64	20,77	19,83	13,74
Na_2O	3,58	0,34	0,45	0,38	1,13
K_2O	0,03	—	—	0,01	0,13
Cr_2O_3	—	0,14	0,26	0,26	—
OH, F, Cl	1,98	1,11	1,27	1,16	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,13
H_2O^-	—	—	—	—	0,28
П.п.п.	—	—	—	—	2,84
H_2O^+	—	—	—	—	0,92
CO_2	—	—	—	—	<0,22
$\text{S}_{\text{общ}}$	—	—	—	—	<0,02

Поверхность обломка неравномерно покрыта тонкой (до 1 мм) черно-ржавой железисто-марганцевой окисной пленкой. Порода имеет однородную массивную текстуру и криптокристаллическую структуру основной массы, возникшие в результате интенсивного метасоматического преобразования осадка. Реликты последнего сохранились в метасоматите в виде примеси песчано-алевритовой размерности измененного эдафогенного материала (10—15%).

Эдафогенный материал представлен в основном габбровым минеральным комплексом: плагиоклазом битовнит-анортитового состава (табл. 1), бесцветной ($N_g=1,63$), зеленой и иногда коричневой роговыми обманками ($N_g=1,654$) и клинопироксеном ($N_g=1,682$, $c:N_g=45^\circ$). Показатель преломлений последнего и угол угасания близки диопсиду,

но показатель несколько ниже минимальных значений диопсида (Дир и др., 1965, табл. 5). В темноцветных минералах наблюдаются регенерационные грани и хлоритизация. Зерна плагиоклаза иногда замутнены из-за вторичных изменений. Среди обломочных компонентов первичного осадка присутствуют, кроме того, гидротермально измененные обломки тальк-тремолитовых пород.

В иммерсионных препаратах микрокристаллическая основная масса породы представлена войлоком игл, сконцентрированных в радиально-лучистые или беспорядочно ориентированные агрегаты, наблюдаются также индивидуализированные микрокристаллы игольчатого и таблитчатого габитуса. Показатели преломления игольчатых минералов изменяются в довольно широком диапазоне в пределах 1,613—1,700 и выше (для единичных микрокристалликов). Преобладают микрокристаллы с показателями преломления, пределы колебания которых находятся в интервале 1,630—1,650 ($l+$).

Как будет показано ниже, различия в показателях преломления обусловлены вариациями состава новообразованных минералов (как амфиболов, так и пироксенов). Углы угасания наиболее крупных микрокристаллов также изменчивы: для индивидов со светопреломлением $< 1,650$ они варьируют от почти прямого до $c:Ng=10-25^\circ$; для индивидов со светопреломлением $\geq 1,689$ угасание от почти прямого (возможно, в зоне 010) до $c:Ng=38^\circ$. Измерение углов угасания сопряжено с трудностями, так как большинство микрокристаллов имеет крайне низкое двупреломление. В отдельных игольчатых сростках с $N > 1,702$ можно наблюдать слабый плеохроизм от бесцветного до светло-зеленого и слабо-фиолетового.

На основании оптических свойств точная диагностика игольчатых микрокристаллов оказалась затруднительной. Удалось определить лишь близость этих фаз тремолитовому и пироксеновому составу.

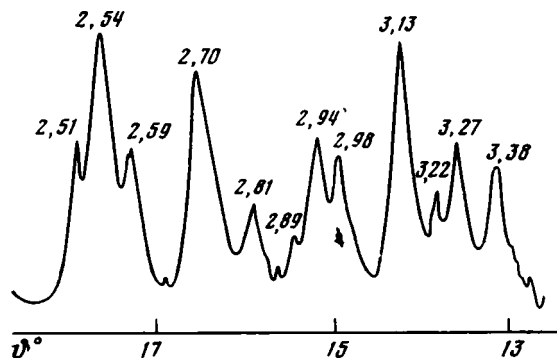
Среди минералов-примесей в иммерсионных препаратах обнаружены длиноволокнистые снежно-белые сростки, нарастающие на обломочных зернах измененного пироксена. Длина волокон до 0,11 мм, $c:Ng=37,4^\circ$, показатель преломления точно определить не удалось. Установлено, что его значения находятся в интервале 1,518—1,582. Морфологические особенности выделений этого новообразования и типоморфность парagenетической минеральной ассоциации позволили предположить в природном минерале аналог синтетического трехрядного силиката (Дриц и др., 1974).

Кроме перечисленных минералов встречены пакеты и червеобразные агрегаты хлорит-вермикулитового минерала с показателем преломления менее 1,582. В шлифе среди войлока игольчатых агрегатов наблюдаются интерстиции, заполненные изотропным бесцветным веществом с показателем преломления, близким к 1,497 (галогенид?). Рентгенографически для легкой фракции образца получены интенсивные отражения галита, присутствие которого подтверждается сканирующим микроскопом в количествах, не характерных для обычных пелагических осадков. Галит слабо кристалличен, обнаруживаются кубические футлярообразные формы.

СТРУКТУРНО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ И МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Рентгеновское изучение. Были получены дифрактограммы от ориентированных и неориентированных препаратов, представляющих как образец в целом, так и его различные фракции. На дифрактограммах от осажденных на поверхности стекла игольчатых кристаллов фиксируются два очень сильных отражения с $d=8,42$ и $3,13$ Å, которым соответствуют индексы (110) и (310) моноклинного амфибола. Анализ значений меж-

плоскостных расстояний отражений на дифрактограмме неориентированного препарата показал, что образец представлен смесью двух фаз — амфибола и пироксена. На фиг. 1 изображен фрагмент дифрактограммы с указанием отражений каждой из упомянутых фаз. Индицирование всех выявленных отражений позволило определить параметры ячейки для амфибола ($a=9,87$; $b=18,06$; $c=5,307$ Å; $\beta=105^\circ 12'$) и пироксена ($a=9,74$; $b=8,90$; $c=5,25$ Å; $\beta=105^\circ 38'$). В табл. 2 приведены экспериментально измеренные значения d_h , индексы соответствующих отражений и рассчитанные на их основе $d_p(hkl)$. Хорошее соответствие (d_h и d_p) свидетельствует о том, что параметры элементарных ячеек амфибола и пироксена определены правильно. Следует отметить, что значения параметров ячеек в ряде случаев позволяют делать ориентировочные



Фиг. 1. Дифрактограмма природного образца пироксен-амфибол-асбестового метасоматита

оценки состава минерала. В структуре пироксена, как известно, имеются две независимые октаэдрические позиции, обозначенные буквами M_1 и M_2 . Позиция M_2 , как правило, в первую очередь заселяется относительно крупными катионами Ca и Na. Чем крупнее катион, заселяющий позицию M_1 , тем меньше угол β (Wittaker, 1960). Минимальное значение $\beta=104,3^\circ$ обнаружено у геденбергита $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Замена Fe^{2+} на Mg увеличивает β в диопсиде $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ до $105,85^\circ$.

Таким образом, можно заключить, что исследуемый нами пироксен является промежуточным членом серии диопсид — геденбергит и имеет приблизительно такой состав: $\text{CaMg}_{1-x}\text{Fe}_x^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$, где $x \sim 0,2-0,3$.

Если сравнить определенные нами для амфибола значения a , b , c , β с соответствующими параметрами ячеек амфиболов разных составов (Дир и др., 1965, табл. 39), то можно заключить, что мы имеем дело с кальциевыми амфиболами, близкими к роговым обманкам состава $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{0-1,0}\text{Ca}_{2,0}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{5-4}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{0-1,0}[\text{Si}_{8-8}\text{Al}_{2-0}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Следует отметить, что на дифрактограммах с некоторых участков образца регистрируется отражение с $d \sim 14,3$ Å, которое смещается к $d \sim 10$ Å после прокаливании образца до 550°C . Характерно, что на дифрактограммах отсутствуют отражения с $d=14,3\text{Å}/l$ при $l > 1$. Это свидетельствует о наличии вермикулитоподобной фазы, распределение которой в образце крайне неравномерно.

Электронно-микроскопическое и микродифракционное изучение. Электронно-микроскопическое наблюдение частиц образца, высаженных из суспензии на подложку препаратодержателя, показало, что морфологически они представляют тонкие, узкие длинные ленты или иглы. При этом пироксеновые кристаллы крупнее амфиболовых. С помощью гониометрического устройства в электронном микроскопе JEM-7a были получены различные сечения обратной решетки исследуемых кристаллов амфиболов и пироксенов. В качестве примера на фиг. 2, а и б приведены

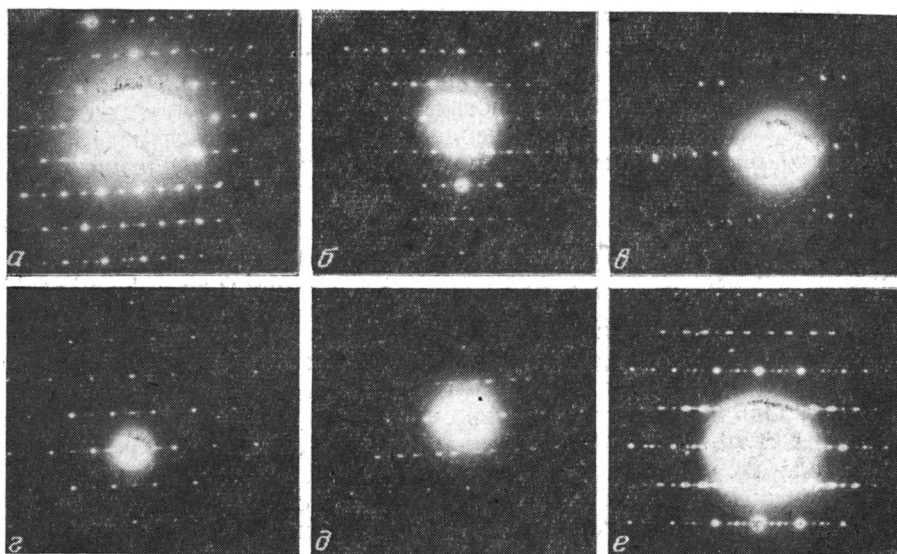
точечные электронограммы амфибола, содержащие рефлексы okl и $\bar{h}kh$ соответственно. Другими словами, направление первичного пучка электронов совпадало то с осью a кристалла, то с направлением $[101]$. На фиг. 2, b изображена электронограмма, полученная для случая, когда направление пучка электронов перпендикулярно плоскости (100) кристалла амфибола. В этом случае из-за моноклинности решетки отсутствуют слоевые линии с нечетными индексами. Полученные данные не только подтвердили правильность определения параметров ячейки исследованного амфибола, но и позволили уточнить его симметрию, в частности наличие базоцентрированной решетки и плоскости скользящего отражения.

Весьма своеобразными оказались точечные электрограммы пироксеновых кристаллов. На фиг. 2, g приведена электронограмма с сильными рефлексами $\bar{h}kh$, расположенными по центрированному мотиву с $h+k=2n$. Однако при внимательном изучении выяснилось, что вблизи положений с $h+k=2n+1$ фиксируется серия из пяти близко расположенных слабых отражений (фиг. 2, g). В первом приближении расстояния между этими рефлексами соответствуют сверхпериоду по оси y , равному 54 Å. Происхождение слабых отражений — сателлитов — пока нами однозначно не установлено. Можно предположить два механизма структурной модуляции, приводящих к появлению сателлитов. Хорошо известно, что после кристаллизации из расплава пироксены в процессе остывания испытывают спинодальный распад, приводящий к возникновению модулированной структуры, в которой с той или иной периодичностью вдоль определенного направления наблюдается флюктуация состава. В дальнейшем модулированная структура таких пироксенов преобразуется в систему параллельных изоструктурных ламмелей, отличающихся друг от друга составом катионов. При небольших периодах флюктуаций состава λ вблизи основных отражений должны наблюдаться

Таблица 2

Рассчитанные и экспериментальные межплоскостные расстояния и индексы отражений амфибола и пироксена в исследованном образце

Исследованный образец		Амфибол		Пироксен	
d_s	l	d_p	hkl	d_p	hkl
9,03	20	9,03	020		
8,42	90	8,425	110		
4,89	10	4,91	$\bar{1}11$		
4,514	20	4,514	040		
3,378	40	3,381	131		
3,267	50	3,276	240		
3,223	25	—		3,229	220
3,128	100	3,127	310		
2,985	45	—		2,984	$\bar{2}21$
2,936	60	2,936	221	2,950	310
2,891	15	—		2,888	$\bar{3}11$
2,809	30	2,808	330		
2,703	80	2,706	151		
2,589	50	2,595	061		
2,543	100	2,552	$\bar{2}02$		
2,525	50	—	—	2,527	002, $20\bar{2}$
2,518	50	—	—	{ 2,518 2,516	$\bar{1}12$ 221
2,342	50	2,345	$\bar{3}51$		
2,294	25	2,292	$\bar{3}12$	2,306	311
2,217	10	2,221	$\bar{2}42$	2,219	112
2,160	30	2,161	261		
2,138	20	2,138	$\bar{1}52$		



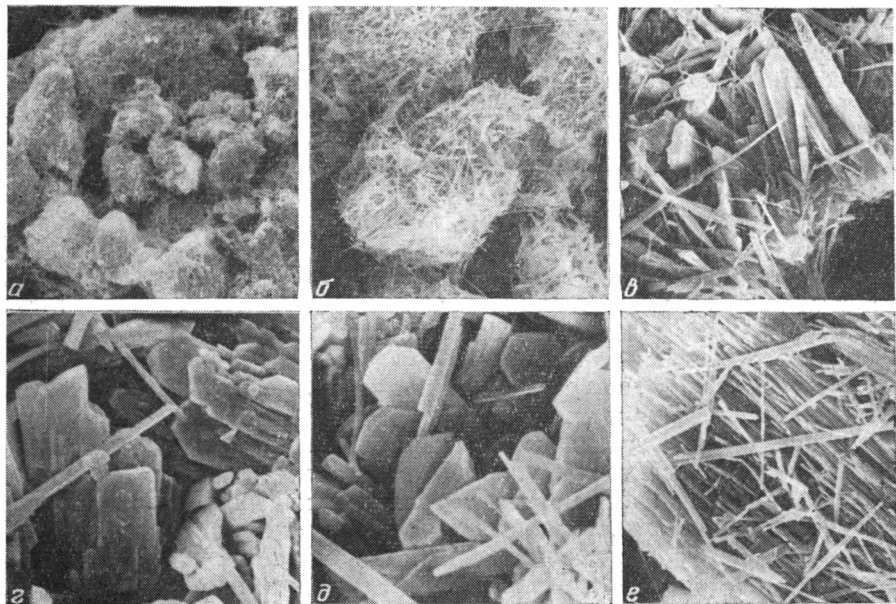
Фиг. 2. Точечные электронограммы амфибола (*а, б, в*), пироксена (*г*) и трехрядного силиката (*д, е*)
а — направление пучка электронов совпадает с осью *a* кристалла; электронограмма содержит рефлексы *okl*; *б* — направление пучка электронов совпадает с направлением $[101]$; на электронограмме рефлексы *hkh*; *в* — направление пучка электронов перпендикулярно плоскости (100) кристалла амфибола; *г* — электронограмма с рефлексами *hkh*; *д* — электронограмма природного минерала представлена наложением двух сечений обратной решетки с индексами *okl* и *hkh*; *е* — электронограмма синтетического трехрядного силиката

сателлиты, расстояния между которыми соответствуют сверхпериодичности, равной длине волны λ (Вильсон, 1949; Гинье, 1961).

Альтернативное объяснение появления сателлитов состоит в следующем. Известно, что в структурах пироксенов и амфиболов существуют так называемые дефекты Вадслея (Chisholm, 1973; Hutchison e. a., 1975). Их наличие приводит к тому, что, например, в структуре пироксена возникают «встройки» sdвоенных (амфиболовых) или строенных пироксеновых лент. Экспериментальное доказательство реального существования подобного рода дефектов было получено Хьютчесоном с соавторами.

Легко можно представить структуру с периодическими дефектами Вадслея, когда вдоль оси *b* пироксеновые цепочки с тем или иным порядком чередуются с лентами из sdвоенных или строенных пироксеновых цепочек. Такая структура — своеобразный аналог смешанослойных структур, широко распространенных среди глинистых минералов. То обстоятельство, что сателлиты отсутствуют вблизи отражений с $h+k=2n$ трудно объяснить с позиций структурного моделирования периодических флюктуаций состава, так как, согласно теоретическим расчетам, в этом случае сателлиты должны наблюдаться вблизи всех основных отражений (Вильсон, 1949). Предполагается, что выявленный нами новый для пироксенов тип структурной модуляции в дальнейшем будет исследован более детально.

Наиболее важный результат микродифракционных исследований заключается в том, что этим методом был обнаружен новый минерал со структурой, основу которой составляют трехрядные ленты — строенные пироксеновые цепочки. Минерал с такой структурой можно рассматривать как своего рода промежуточное звено между амфиболами и слоистыми силикатами. Впервые структура с трехрядными лентами была установлена среди продуктов синтетических асбестов (Дриц и др., 1974,



Фиг. 3. Морфологические и структурные особенности минеральных агрегатов в пироксен-амфибол-асбестовом метасоматите

Сканирующий микроскоп: а, б — микроглобулярная структура образца ($\times 1000$); в—е — морфология кристаллов амфибола и пироксена. Увеличение соответственно 3000, 10 000, 5000

1976), причем основным методом структурного анализа синтетической фазы был метод микродифракции. Были показаны как геометрическое расположение узлов обратной решетки, так и особенности распределения интенсивностей дифракционных максимумов, которые должны наблюдаться в точечных электронограммах объектов со структурой трехрядного ленточного силиката. Рентгеновская характеристика рассматриваемого соединения также известна, поскольку ее удалось синтезировать в виде мономинеральной фазы (Дриц и др., 1974). На фиг. 2, д приведена точечная электронограмма природного кристалла, содержащего трехрядный силикат из впадины Хесса. Расстояние между рефлексами свидетельствует о том, что параметр $b = 27 \text{ \AA}$. Геометрический анализ электронограммы наряду с особенностями распределения интенсивностей свидетельствует о том, что исследуемый кристалл представляет собой сросток двух индивидов, ориентированных друг относительно друга таким образом, что их оси b направлены в одну и ту же сторону, а ось a одного индивида совпадает с направлением $[101]$ другого. Один индивид представлен новым минералом, основу структуры которого образуют трехрядные кремнекислородные ленты с $b = 27 \text{ \AA}$, а другой — амфиболом с лентами из двоянных пироксеновых цепочек и $b = 18 \text{ \AA}$. В результате точечная электронограмма представляет наложение сечений обратной решетки с узлами okl для трехрядного силиката и hkh для амфибола. Для сравнения на фиг. 2, е приведена аналогичная электронограмма, полученная от синтезированных сростков амфибола и трехрядного силиката. К сожалению, в исследованном образце данная фаза встречается в очень незначительном количестве, всегда в сростании с кристаллами амфибола и поэтому слабо проявляется на дифрактограммах.

Дополнительная информация о морфологических и генетических особенностях частиц и их взаимной ориентировке была получена с помощью наблюдений в растровом электронном микроскопе. Из фиг. 3, а, б хорошо видно, что для основной массы образца характерно микрогло-

булярное строение. Микроглобули (0,07—0,25 мм) состоят из беспорядочно ориентированных игольчатых кристаллов (0,008—0,03 мм) амфибола и пироксена. Наряду с этим встречаются параллельные сростки как пироксенов, так и амфиболов. Здесь развиты кристаллы различного габитуса: от уплощенно-призматического (фиг. 3, в—д) до игольчатого (фиг. 3, е). Микрокристаллы с ограненными головками по геометрической форме граней подобны пироксенам. Грани призмы в пироксенах хорошо образованы и уплощены, иногда в отдельных кристаллах (фиг. 3, д) создается впечатление расщепления или срезания призматического кристалла по (100). Призматические кристаллы с гексагональными сечениями и уплощенными вершинами подобны роговым обманкам. Среди игольчатых модификаций кристаллов кристаллографические формы минералогически не индивидуализированы.

Изучение состава минералов с помощью микрозондовых анализов. С отдельных спрессованных участков образца д-ром Бенсом (Нью-Йоркский университет в Стони Брук) были получены данные о его составе с помощью рентгеновского микрозондового анализа. В табл. 1 приведены результаты определений состава с трех различных участков образца. Несмотря на общее сходство значения отдельных компонентов, особенно степени железистости, содержание Al и Ti изменяется от пробы к пробе в достаточно широких интервалах. Таким образом, первый вывод состоит в том, что состав образца не является однородным. Эта неоднородность может отражать как разную концентрацию амфиболовой и пироксеновой фаз, так и переменный состав каждой из этих фаз в разных участках образца. Для того чтобы получить представление о составе амфибола и пироксена, а также о пределах изменения состава этих фаз при переходе от одного участка образца к другому, необходимо преодолеть ряд трудностей. Часть из них связана с тем, что нам неизвестны концентрации амфибола и пироксена в каждой пробе и соотношения Fe^{3+} и Fe^{2+} в этих фазах. В связи с этим были опробованы три разных подхода для определения состава исследуемых фаз.

1. Предполагалось, что химические формулы имеют вид для пироксенов $Ca_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)_4(Si, Al)_8O_{24}$, для амфиболов $Na_nCa_2(Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$. Здесь существенно, что в ячейке пироксена на 48 отрицательных валентностей приходится 4 позиции M_2 , занятых кальцием, 4 позиции M_1 , занятых более мелкими катионами Mg, Fe, Al, Ti, и 8 тетраэдрических позиций, занятых Si и Al (всего 16 катионных позиций). В ячейке амфибола на 46 валентностей приходится n позиций A, занятых катионами Na, 2 позиции M_4 , занятых Ca, 5 позиций $M_1—M_3$, заселенных Al, Mg, Fe; вместе с тетраэдрическими получается 15 катионных позиций.

Данные табл. 1 можно легко пересчитать на некоторую эффективную структурную формулу, если задать сумму отрицательных валентностей. Например, рассчитаем содержание катионов в ячейке с 44 отрицательными валентностями. Если теперь обозначить концентрации амфибола и пироксена в анализируемой пробе через x и y соответственно, то очевидны следующие простые соотношения: $x+y=1$; $2x+4y=kn_{Ca}$; $15x+16y=k(N-n_{Na})$; $46x+48y=k(44+m)$, где n_{Ca} и n_{Na} — числа катионов Ca и Na; N — суммарное число катионов, m — число трехвалентного железа. Значения n_{Ca} , n_{Na} , N и m получены при расчете на катионный состав ячейки, компенсирующий 44 валентности. Этих данных достаточно, чтобы определить значения x и y , а также катионный состав пробы, в том числе содержание трехвалентного железа, при сумме валентностей $46x+48y$. Соответствующие данные для трех проанализированных проб представлены в табл. 3, из которой, в частности, видно, что значения концентраций для амфибола колеблются для разных проб от 30 до 45%. Столь же заметно меняется и содержание Fe^{3+} . Существенная особенность полученных результатов в том, что суммарное содержание Si и Al

Таблица 3

Катионный состав трех проб исследованного образца в двух приближениях с указанием вычисленных концентраций амфибола (x) и пироксена (y)

Атомы	Проба 3		Проба 1		Проба 2	
	I	II	I	II	I	II
Si	7,02	7,07	7,50	7,53	7,57	7,59
Al	0,84	0,85	0,41	0,41	0,35	0,35
Ti	0,20	0,20	0,095	0,095	0,07	0,07
Fe ³⁺	0,61	0,08	0,28	0,06	0,26	0,06
Fe ²⁺	0,66	1,20	0,60	0,82	1,04	1,24
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Mg	3,03	3,06	3,35	3,36	3,03	3,04
Ca	3,14	3,16	3,42	3,43	3,29	3,30
Na	0,11	0,11	0,10	0,10	0,13	0,13
K	0,003	0,003	—	—	—	—
Cr	0,03	0,03	0,015	0,015	—	—
x	0,42	0,52	0,29	0,34	0,36	0,40
y	0,58	0,48	0,71	0,66	0,64	0,60

во всех случаях меньше 8. Это свидетельствует о возможном вхождении части Fe³⁺ катионов в тетраэдры кристаллических структур исследуемых фаз.

II. Во втором приближении принималось, что все катионы железа находятся в двухвалентном состоянии, кроме той части, которая необходима для заселения тетраэдрических позиций. Кроме того, предполагалось, что в амфиболах структурные позиции А, соответствующие межслоевым в слюдах, заселены не только катионами Na, но также и Ca. Структурную формулу амфибола при этом можно записать так: (Na, Ca)₂Ca₂(Mg, Fe, Al, Ti)₅(Si, Al, Fe³⁺)₂O₂₂(OH)₂. Составляя уравнения, во многом аналогичные приведенным выше, легко определить концентрации амфиболовой и пироксеновой фаз, а также катионный состав при сумме валентностей $46x + 48y$. Полученные результаты приведены в табл. 3. В данном приближении по сравнению с предыдущим оказались повышенными концентрации амфиболовой фазы, хотя числовые значения, отражающие содержание отдельных катионов, практически не изменились, за исключением, естественно, содержания Fe³⁺ и Fe²⁺.

III. В этом приближении принималось, что общее содержание Si и Al должно равняться 8 при расчете на $46x + 48y$ валентностей при любых x и y . Иными словами, предполагалось, что в тетраэдрах исследуемых структур нет замещений Si на Fe³⁺. В этих условиях получается, что все позиции А в амфиболах должны быть заняты Ca и Na, так как общая сумма катионов получается равной 16 независимо от значений x и y . Это мало вероятно, так как в природе неизвестны амфиболы с высокой концентрацией катиона Ca в позициях А. С другой стороны, в данном приближении необходимо допустить, что анионный каркас амфиболов практически лишен гидроксильных групп. Это не согласуется с заметными потерями веса ($\sim 2\%$) при нагревании образца до 1050°С.

По этим причинам в дальнейшем будут рассматриваться только первые два приближения. Задача теперь сводится к тому, чтобы при известных значениях x и y определить состав амфибола и пироксена в каждой пробе. Но здесь возникают дополнительные осложнения из-за того, что мы не знаем, существует ли селективное распределение тех или иных катионов по разным кристаллическим фазам. В частности, очень важно знать, структуру какого минерала заселяют катионы Ti и Mn, отличаются ли пироксены и амфиболы степенью железистости и алюминиевости и т. п. Значительная часть этих вопросов была решена в результате зон-

Химические формулы пироксеновой и амфиболовой фаз в каждой анализируемой пробе

Номер пробы	Пироксены	Амфиболы
Проба 1, $x=40\%$, $y=60\%$	$\text{Ca}_4(\text{Mg}_{2,76}\text{Fe}_{1,1}^{2+}\text{Ti}_{0,10}\text{Mn}_{0,05})_4 \cdot (\text{Si}_{7,8}\text{Al}_{0,2})_8\text{O}_{24}$	$(\text{Na}_{0,32}\text{Ca}_{0,12})_{0,44}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{3,65}\text{Fe}_{1,1}^{2+}\text{Fe}_{0,35}^{3+})_5(\text{Si}_{7,25}\text{Al}_{0,55}\text{Fe}_{0,2}^{3+})_8\text{O}_{22} \cdot (\text{OH})_2$
Проба 2, $x=30\%$, $y=70\%$	$\text{Ca}_4(\text{Mg}_{3,10}\text{Fe}_{0,70}^{2+}\text{Ti}_{0,15}\text{Mn}_{0,05})_4 \cdot (\text{Si}_{7,7}\text{Al}_{0,3})_8\text{O}_{24}$	$(\text{Na}_{0,30}\text{Ca}_{0,15})_{0,45}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4,15}\text{Fe}_{0,50}^{2+}\text{Fe}_{0,35}^{3+})(\text{Si}_{7,10}\text{Al}_{0,7}\text{Fe}_{0,2}^{3+})_8\text{O}_{22} \cdot (\text{OH})_2$
Проба 3, $x=47\%$, $y=53\%$	$\text{Ca}_4(\text{Mg}_{2,50}\text{Fe}_{0,8}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,25}^{3+}\text{Ti}_{0,4}) \cdot (\text{Si}_{6,95}\text{Al}_{1,05})_8\text{O}_{24}$	$(\text{Na}_{0,20}\text{Ca}_{0,2})\text{Ca}_2(\text{Mg}_{3,65}\text{Fe}_{1,1}^{2+}\text{Cr}_{0,05}\text{Fe}_{0,20}^{3+})(\text{Si}_{7,15}\text{Al}_{0,65}\text{Fe}_{0,2}^{3+})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

дового определения качественного элементного состава отдельных микрокристаллов пироксена и амфибола. Соответствующие данные были получены с помощью установки «Кевекс» в электронном микроскопе JEM-100С в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР. В настоящее время имеется еще очень мало работ, в которых анализировался бы состав индивидуальных частиц, размеры которых менее 1 м. Результаты анализа составов разных частиц показали, что катионы Ti и Mn содержатся исключительно только в кристаллах пироксенов, степень железистости примерно одинакова в пироксенах и амфиболах. Наличие Al в составе кристаллов пироксена свидетельствует о том, что катионы Ti должны занимать октаэдрические позиции. Примечательно, что в кристаллах амфиболов и пироксенов обнаружено присутствие небольшого количества катионов Cl. Это свидетельствует о том, что синтез исследуемого образца мог проходить в присутствии сильно минерализованных растворов CaCl_2 , MgCl_2 и NaCl . Наконец, выявилась значительная неоднородность катионного состава для кристаллов одной и той же фазы. Отсюда следует, что данные рентгеновского микрозондового анализа лишь в первом приближении можно использовать для расчета структурных формул пироксена и амфибола, поскольку они получены от совокупности многих сотен различных частиц. Тем не менее мы рассчитали химические формулы для амфибола и пироксена с учетом определенных выше значений x и y , селективного распределения катионов Ti и Mg и предположения о том, что замещение Si на Fe^{3+} реализуется в амфиболах. Кроме того, считалось, что оба рассмотренных выше предположения равновероятны, тем более что они приводят к очень близким значениям x и y (см. табл. 3).

Полученные формулы приведены в табл. 4. Сопоставление составов амфиболов, полученное для трех проб, показывает их близость по составу тетраэдров (в том числе и содержанию тетраэдрического Fe^{3+}), позиций A и M_4 , тогда как позиции M_1 — M_3 отличаются по степени железистости. Амфиболы проб 1 и 3 близки во всех отношениях. Напротив, для пироксенов более близки химические формулы, рассчитанные в случае проб 1 и 2. Химическая формула пироксена из пробы 3 отличается от двух других заметно большим содержанием Ti и степенью замещения Si на Al.

В целом составы амфиболов и пироксенов при всей их гетерогенности имеют ряд характерных особенностей, которые можно суммировать следующим образом. Катионы Ti и Mn занимают только позиции M_1 структуры пироксенов. Кроме того, в относительно обогащенных Al образцах пироксены содержат в октаэдрах катионы Fe^{3+} . Это следует из

анализа результатов изучения составов отдельных микромонокристаллов пироксенов, отличающихся наибольшей степенью железистости, а также из расчета химических формул (см. проба 3, табл. 4). Действительно, в этих случаях отмечалось значительно большее содержание тетраэдрических катионов Al, чем это требуется для компенсации зарядов за счет присутствия Ti. В условиях, когда все позиции M_2 заняты только катионами Ca, наиболее естественным объяснением повышенного содержания Al в тетраэдрах является наличие в позициях M_1 наряду с Mg, Ti и Fe^{2+} также катионов Fe^{3+} (см. табл. 4).

Как уже отмечалось выше, во всех случаях необходимо принять, что часть тетраэдрических позиций в структуре одной из рассматриваемых фаз должна быть заселена катионами Fe^{3+} . Мы полагаем, что это осуществляется в амфиболах по следующим соображениям. Образование пироксенов, судя по преимущественному содержанию «высокотемпературных» катионов Ti и Mn, происходит на первых стадиях кристаллизации. При этом концентрации катионов Al в среде была достаточно высокая, чтобы обеспечить их вхождение в тетраэдры структуры для компенсации избытка положительных зарядов в октаэдрах M_1 за счет наличия Ti и Fe^{3+} . Амфиболы, по-видимому, образовались на более поздних стадиях в среде, в которой мог уже возникнуть дефицит Al, а физико-химические условия «разрешали» вхождение катионов Fe^{3+} не только в октаэдры, но и в тетраэдры структуры. Наконец, следует отметить, что приведенные в табл. 4 химические формулы качественно неплохо согласуются с установленными на основе анализа параметров ячеек пироксенов и амфиболов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Весь комплекс проведенных исследований однозначно показал, что основные новообразованные минералы в образце представлены пироксеном диопсид-геденбергитового и амфиболом тремолитового состава. Следует отметить, что исследованные амфиболы характеризуются замещением кремния на алюминий в тетраэдрах, вопреки общепринятому мнению (Григорьева и др., 1976), исключаящему из группы амфибол-асбестов те виды, для которых это замещение имеет место. Типоморфными особенностями новообразованных пироксена и амфибола являются их асбестоподобные облик и свойства.

Указанные выше текстурные особенности амфибол-пироксеновых агрегатов (см. фиг. 3) свидетельствуют о многообразии механизмов их образования. Параллельные срастания пироксеновых и амфиболовых кристаллов, как это показано экспериментально (Калинин и др., 1975), возникают путем метасоматического замещения твердого субстрата, каковым являются в нашем случае обломочные компоненты осадка. Спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты образуются в тех случаях, когда: 1) асбестообразующие компоненты находятся в растворенном состоянии (Федосеев и др., 1968), 2) часть асбестообразующих компонентов находится в растворенном состоянии, а часть в твердом, но последняя не представляет собой монолита (Федосеев и др., 1966; Денискина, 1969; Калинин, Денискина, 1967); 3) часть компонентов находится в твердом состоянии и представляет собой монолит, но скорость его растворения больше скорости реакции и роста волокон асбеста.

При образовании спутанно-волокнистых агрегатов исследованного природного асбеста скорее всего имели место второй и третий случаи. Таким образом, отмеченные текстурно-структурные особенности образца, по-видимому, свидетельствуют о различной скорости растворения исходных веществ первичного осадка, гетерогенности его состава и структуры и позволяют отнести исследованный объект к пироксен-амфибол-асбестовым метасоматитам.

Химические формулы пироксеновой и амфиболовой фаз в каждой анализируемой пробе

Номер пробы	Пироксены	Амфиболы
Проба 1, $x=40\%$, $y=60\%$	$\text{Ca}_4(\text{Mg}_{2,75}\text{Fe}_{1,1}^{2+}\text{Ti}_{0,10}\text{Mn}_{0,05})_4 \cdot (\text{Si}_{7,8}\text{Al}_{0,2})_8\text{O}_{24}$	$(\text{Na}_{0,32}\text{Ca}_{0,12})_{0,44}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{3,65}\text{Fe}_{1,1}^{2+}\text{Fe}_{0,35}^{3+})_5(\text{Si}_{7,25}\text{Al}_{0,55}\text{Fe}_{0,2}^{3+})_{8,0}\text{O}_{22} \cdot (\text{OH})_2$
Проба 2, $x=30\%$, $y=70\%$	$\text{Ca}_4(\text{Mg}_{3,10}\text{Fe}_{0,70}^{2+}\text{Ti}_{0,15}\text{Mn}_{0,05})_4 \cdot (\text{Si}_{7,7}\text{Al}_{0,3})_8\text{O}_{24}$	$(\text{Na}_{0,30}\text{Ca}_{0,15})_{0,43}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4,15}\text{Fe}_{0,50}^{2+}\text{Fe}_{0,85}^{3+})(\text{Si}_{7,10}\text{Al}_{0,7}\text{Fe}_{0,2}^{3+})_{8,0}\text{O}_{22} \cdot (\text{OH})_2$
Проба 3, $x=47\%$, $y=53\%$	$\text{Ca}_4(\text{Mg}_{2,50}\text{Fe}_{0,8}^{2+}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,25}^{3+}\text{Ti}_{0,4}) \cdot (\text{Si}_{8,95}\text{Al}_{1,05})_8\text{O}_{24}$	$(\text{Na}_{0,20}\text{Ca}_{0,2})\text{Ca}_2(\text{Mg}_{3,65}\text{Fe}_{1,1}^{2+}\text{Cr}_{0,05}\text{Fe}_{0,20}^{3+})(\text{Si}_{7,15}\text{Al}_{0,65}\text{Fe}_{0,2}^{3+})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

дового определения качественного элементного состава отдельных микрокристаллов пироксена и амфибола. Соответствующие данные были получены с помощью установки «Кевекс» в электронном микроскопе JEM-100С в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР. В настоящее время имеется еще очень мало работ, в которых анализировался бы состав индивидуальных частиц, размеры которых менее 1 мкм. Результаты анализа составов разных частиц показали, что катионы Ti и Mn содержатся исключительно только в кристаллах пироксенов, степень железистости примерно одинакова в пироксенах и амфиболах. Наличие Al в составе кристаллов пироксена свидетельствует о том, что катионы Ti должны занимать октаэдрические позиции. Примечательно, что в кристаллах амфиболов и пироксенов обнаружено присутствие небольшого количества катионов Cl. Это свидетельствует о том, что синтез исследуемого образца мог проходить в присутствии сильно минерализованных растворов CaCl_2 , MgCl_2 и NaCl . Наконец, выявилась значительная неоднородность катионного состава для кристаллов одной и той же фазы. Отсюда следует, что данные рентгеновского микрозондового анализа лишь в первом приближении можно использовать для расчета структурных формул пироксена и амфибола, поскольку они получены от совокупности многих сотен различных частиц. Тем не менее мы рассчитали химические формулы для амфибола и пироксена с учетом определенных выше значений x и y , селективного распределения катионов Ti и Mg и предположения о том, что замещение Si на Fe^{3+} реализуется в амфиболах. Кроме того, считалось, что оба рассмотренных выше предположения равновероятны, тем более что они приводят к очень близким значениям x и y (см. табл. 3).

Полученные формулы приведены в табл. 4. Сопоставление составов амфиболов, полученное для трех проб, показывает их близость по составу тетраэдров (в том числе и содержанию тетраэдрического Fe^{3+}), позиций A и M_4 , тогда как позиции M_1 — M_3 отличаются по степени железистости. Амфиболы проб 1 и 3 близки во всех отношениях. Напротив, для пироксенов более близки химические формулы, рассчитанные в случае проб 1 и 2. Химическая формула пироксена из пробы 3 отличается от двух других заметно большим содержанием Ti и степенью замещения Si на Al.

В целом составы амфиболов и пироксенов при всей их гетерогенности имеют ряд характерных особенностей, которые можно суммировать следующим образом. Катионы Ti и Mn занимают только позиции M_1 структуры пироксенов. Кроме того, в относительно обогащенных Al образцах пироксены содержат в октаэдрах катионы Fe^{3+} . Это следует из

анализа результатов изучения составов отдельных микромонокристаллов пироксенов, отличающихся наибольшей степенью железистости, а также из расчета химических формул (см. проба 3, табл. 4). Действительно, в этих случаях отмечалось значительно большее содержание тетраэдрических катионов Al, чем это требуется для компенсации зарядов за счет присутствия Ti. В условиях, когда все позиции M_2 заняты только катионами Ca, наиболее естественным объяснением повышенного содержания Al в тетраэдрах является наличие в позициях M_1 наряду с Mg, Ti и Fe^{2+} также катионов Fe^{3+} (см. табл. 4).

Как уже отмечалось выше, во всех случаях необходимо принять, что часть тетраэдрических позиций в структуре одной из рассматриваемых фаз должна быть заселена катионами Fe^{3+} . Мы полагаем, что это осуществляется в амфиболах по следующим соображениям. Образование пироксенов, судя по преимущественному содержанию «высокотемпературных» катионов Ti и Mn, происходит на первых стадиях кристаллизации. При этом концентрации катионов Al в среде была достаточно высокая, чтобы обеспечить их вхождение в тетраэдры структуры для компенсации избытка положительных зарядов в октаэдрах M_1 за счет наличия Ti и Fe^{3+} . Амфиболы, по-видимому, образовались на более поздних стадиях в среде, в которой мог уже возникнуть дефицит Al, а физико-химические условия «разрешали» вхождение катионов Fe^{3+} не только в октаэдры, но и в тетраэдры структуры. Наконец, следует отметить, что приведенные в табл. 4 химические формулы качественно неплохо согласуются с установленными на основе анализа параметров ячеек пироксенов и амфиболов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Весь комплекс проведенных исследований однозначно показал, что основные новообразованные минералы в образце представлены пироксеном диопсид-геденбергитового и амфиболом тремолитового состава. Следует отметить, что исследованные амфиболы характеризуются замещением кремния на алюминий в тетраэдрах, вопреки общепринятому мнению (Григорьева и др., 1976), исключающему из группы амфибол-асбестов те виды, для которых это замещение имеет место. Типоморфными особенностями новообразованных пироксена и амфибола являются их асбестоподобные облик и свойства.

Указанные выше текстурные особенности амфибол-пироксеновых агрегатов (см. фиг. 3) свидетельствуют о многообразии механизмов их образования. Параллельные сростания пироксеновых и амфиболовых кристаллов, как это показано экспериментально (Калинин и др., 1975), возникают путем метасоматического замещения твердого субстрата, каковым являются в нашем случае обломочные компоненты осадка. Спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты образуются в тех случаях, когда: 1) асбестообразующие компоненты находятся в растворенном состоянии (Федосеев и др., 1968), 2) часть асбестообразующих компонентов находится в растворенном состоянии, а часть в твердом, но последняя не представляет собой монолита (Федосеев и др., 1966; Денискина, 1969; Калинин, Денискина, 1967); 3) часть компонентов находится в твердом состоянии и представляет собой монолит, но скорость его растворения больше скорости реакции и роста волокон асбеста.

При образовании спутанно-волокнистых агрегатов исследованного природного асбеста скорее всего имели место второй и третий случаи. Таким образом, отмеченные текстурно-структурные особенности образца, по-видимому, свидетельствуют о различной скорости растворения исходных веществ первичного осадка, гетерогенности его состава и структуры и позволяют отнести исследованный объект к пироксен-амфибол-асбестовым метасоматитам.

Генезис этой асбестовой породы может рассматриваться с двух точек зрения: 1) с позиции контактово-метасоматического взаимодействия горячей базальтовой лавы с осадком и 2) с позиции гидротермально-метасоматического изменения осадка позднемагматическими растворами, возможно, даже не связанными с конкретными базальтовыми излияниями. В пользу контактово-метасоматического происхождения могли бы свидетельствовать маломощные плитки гиалобазальта, обнаруженные на поверхности гидротермально измененных осадков в драге 0532-01. Однако известные находки фрагментов маломощных лавовых потоков (Мурдмаа и др., 1973), несомненно застывших *in situ* на поверхности пелагических глин в центральной части Тихого океана (глубины 4800—4900 м) и характеризующихся наличием измененной эндозоны на контакте с подстилающими осадками (палогонитизацией и т. д.), свидетельствуют о том, что в экзоконтакте заметных изменений осадков не наблюдается. Этот факт показывает, что даже при значительном проявлении автометаморфизма в остывающем лавовом потоке, при его незначительной мощности, не происходит существенного прогрева и изменения подстилающего осадка.

Во впадине Хесса ряд признаков исключает контактовое воздействие на подстилающие осадки. В первую очередь в гиалобазальтах не наблюдается сколько-нибудь заметных проявлений автометаморфизма, а мощность фрагментов лавового потока крайне незначительна. Во-вторых, отсутствие характерных спаянных контактов гиалобазальтов с осадками вызывает сомнение в первичном залегании этих плиток на исследованных гидротермально измененных осадках.

Критериями гидротермально-метасоматического преобразования осадка являются геологические условия нахождения пироксен-амфибол-асбестового метасоматита среди поля гидротермально измененных осадков, обнаруживающих вертикальную и горизонтальную зональность метасоматического минералообразования и интенсивные изменения на всю видимую мощность драгированного слоя (около 30—40 см), а также парагенезис пироксен-амфиболовой минеральной ассоциации с новообразованным смешанослойным вермикулит-хлоритом. Наличие смешанослойных хлорит-вермикулитовых и хлорит-монтмориллонитовых образований в осадках, подвергающихся несомненной гидротермальной переработке, неоднократно трактовалось как характерная черта гидротермально измененных осадков (Горбунова, 1973; Розанова, 1976).

Минеральный состав парагенетической ассоциации в пироксен-амфибол-асбестовом метасоматите позволяет подойти к более детальной расшифровке термодинамических и физико-химических условий образования рассматриваемой метасоматической породы.

Исследования по синтезу волокнистых амфиболов в лабораторных условиях (Калинин и др., 1975; Григорьева и др., 1975) свидетельствуют, что образованию гидротермальных амфиболовых асбестов благоприятствует высокая концентрация и активность растворимых галоидных солей и кремнезема. Экспериментальные данные показывают также, что при оценке температур образования амфиболовых асбестов на конкретных геологических объектах следует отдавать предпочтение минимальным цифрам, а при оценке давления, наоборот, более высоким. Анализ имеющегося литературного материала показывает, что амфиболовые асбесты образуются при сравнительно невысоких температурах в нижней половине их поля устойчивости. Игольчатый ферроактинолит синтезирован при температурах от 350 до 550° С и давлении $P=600$ атм (Киселева, 1966). Нижний температурный предел синтеза актинолит-ферроактинолитовой серии удалось в ряде опытов снизить до 320° за счет введения хлоридов (Киселева, 1966; Калинин, 1967). Примерно в этой же температурной области (400—550° С) синтезированы амфиболовые асбесты тремолит-актинолитового состава. Их образование происходило в восстановитель-

ных условиях. При синтезе асбестов в зависимости от температуры опытов и активности Са наблюдалась кристаллизация пироксенов.

Возможность приложения упомянутого экспериментального материала к воссозданию реальных физико-химических условий образования пироксен-амфибол-асбестового метасоматита отчасти подтверждается рассмотренными выше результатами микрозондового анализа, а также геохимическими данными. Постоянное присутствие Si в химическом составе новообразованных минералов свидетельствует о наличии в асбестообразующих растворах галоидных соединений. Образование галоидных соединений в интерстициях происходило, по-видимому, при кристаллизации остаточного маточного раствора. Пространственная связь образца пироксен-амфибол-асбестового метасоматита с пирротин-керолитовым метасоматитом (и тот и другой получены одной драгой), для которого были обоснованы повышенные температуры минералообразования (Розанова, 1976), подтверждает правомерность приложения высокотемпературных условий синтеза амфиболовых асбестов к нашему природному объекту. Характерно, что температура образования пирротин-керолитовой минеральной ассоциации отнесена к тому же температурному интервалу, что и температура синтеза амфиболового асбеста тремолит-актинолитового состава. Это позволяет считать доказанным высокотемпературный характер гидротерм, под действием которых произошло образование рассматриваемой минеральной ассоциации. Парогенезис пироксена и амфибола, характеризующийся перечисленными выше морфологическими и кристаллохимическими особенностями, следует рассматривать как типоморфную ассоциацию минералов — индикаторов высокотемпературного гидротермального процесса.

Большой материал по синтезу амфиболов и исследования природных амфиболов (Литвин, 1973) показали зависимость состава этих минералов от химизма исходных пород или используемой шихты. Информацию о первичном составе породы, подвергшейся пироксен-амфибол-асбестовому преобразованию, дает, кроме того, сохранившийся обломочный материал метагаббрового комплекса. Однако его объем, как и доля кремневого и карбонатного детрита в составе осадка до его изменения, неизвестны. Тем не менее, как это было показано ранее, основные черты химизма эдафогенных и детрито-эдафогенных осадков в рифтовых зонах определяются осадкообразующим минеральным комплексом (Розанова, 1971). Химический состав пироксен-амфибол-асбестового метасоматита (см. табл. 1) обнаруживает черты сходства со средним химическим составом габбро. Это дает основание предполагать, что в составе первичного осадка габбровый минеральный комплекс был основным осадкообразующим элементом.

Исходя из подобия химических составов метасоматической породы и габбро, можно высказать предположение о том, что при гидротермальном минералообразовании асбестов основные элементы (Ca, Mg, Si, Na, Al, Ti, Fe), необходимые для новообразования пироксенов и амфиболов, были реализованы хлоридными растворами из вмещающего осадка.

ЛИТЕРАТУРА

- Вильсон А. Оптика рентгеновских лучей. Изд-во иностр. лит., 1949.
Гинье А. Рентгенография кристаллов. Изд-во иностр. лит., 1961.
Горбунова З. Н. Об особенностях глинистых минералов гидротермально измененных осадков. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
Горбунова З. Н. Состав глинистых минералов гидротермально измененных и смежных с ними осадков участка дна Южной котловины Тихого океана. — Океанология, 1974, т. XIV, вып. 1.
Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А., Корыткова Э. Н., Чигарева О. Г. Синтетические амфиболовые асбесты. Л., «Наука», 1975.
Денискина Н. Д. О синтетических амфиболах ряда рибекит — арфведсонит. — Геол. и геофизика, 1969, № 8.

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Пороодообразующие минералы, т. 2. М., «Мир», 1965.
- Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Александрова В. А., Хаджи В. Е., Дмитрик А. Л. О новом типе ленточных силикатов.— Кристаллография, 1974, т. 19, вып. 6.
- Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Хаджи И. П. Условия образования и физико-химические свойства трехрядного ленточного силиката с радикалом Si_6O_{18} .— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7.
- Калинин Д. В. О нижних температурных границах образования тремолита, диопсида и волластонита в гидротермальных условиях.— Геофизика, 1967, № 1.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д. Гидротермальный синтез тонковолокнистого ферроактинолита.— Геол. и геофизика, 1968, № 1.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д., Лохова Г. Г. Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Киселева И. А. Гидротермальный синтез железистой роговой обманки и актинолита из кислых хлоридных растворов.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 1.
- Коссовская А. Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Лисицын А. П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана.— Вестн. АН СССР, 1973, № 9.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Серова В. В., Зверинская И. Б., Лебедев А. И., Лукашин В. Н., Гордеев В. В. Металлоносные осадки и их генезис.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1976.
- Литвин А. Л. Кальциевые амфиболы. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Ломова О. С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Мурдмаа И. О., Розанова Т. В. Донные отложения впадины Хесса.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1976.
- Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Розанова Т. В. О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1976.
- Федосеев А. Д., Макарова Т. А., Косулина Г. И. Синтез волокнистого рихтерита в гидротермальных условиях.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1968, 97, вып. 6.
- Федосеев А. Д., Макарова Т. А., Сиповский Д. П., Воронцова И. А. Получение волокнистых силикатов в гидротермальных условиях и исследование их свойств.— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966.
- Bischoff J. L. Red Sea geothermal Brine deposits, their mineralogy, geochemistry and genesis. Hot brines and recent heavy metal deposits in Red Sea, 1969, № 4.
- Chisholm J. E. Planar defects in fibrous amphiboles.— J. materials sci., 1973, 8.
- Hutchison J. L., Irusteta M. C., Whittaker E. J. W. High-Resolution Electron Microscopy and Diffraction Studies of Fibrous Amphiboles.— Acta Crystallogr., 1975, A31.
- Nesteroff W. D., Corbieres G. Mineralogie, geochimie et origine quelques «argiles rouges» des grands fonds.— 4eme Reun. Annu. Sci. Terre. Paris, 1976.
- Piper D. Z. Origin of Metalliferous sediments from East the Pacific Rise.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1971, v. 19, No. 1.
- Whittaker E. J. W. The crystal chemistry of the amphiboles.— Acta crystallogr., 1960, 13.

Институт океанологии АН СССР,
ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
8.II.1978

УДК 549:552.18:551.3(263)

МИНЕРАЛОГИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ШЕЛЬФА КУБЫ

В. П. ВАСИЛЬЕВ

Рассматривается минералогический состав крупноалевритовой фракции донных осадков шельфа Кубы. Приводятся карты — схемы распределения тяжелой подфракции, отдельных минералов и минералогических провинций отложений прибрежного мелководья Кубы. Подчеркивается, что на процесс формирования терригенных минералогических комплексов осадков шельфа существенное влияние оказывает химическое выветривание коренных пород на водосборах. Кроме того, этот процесс зависит от морфологических и литогидродинамических особенностей кубинского шельфа, которые в той или иной степени также обусловлены климатом.

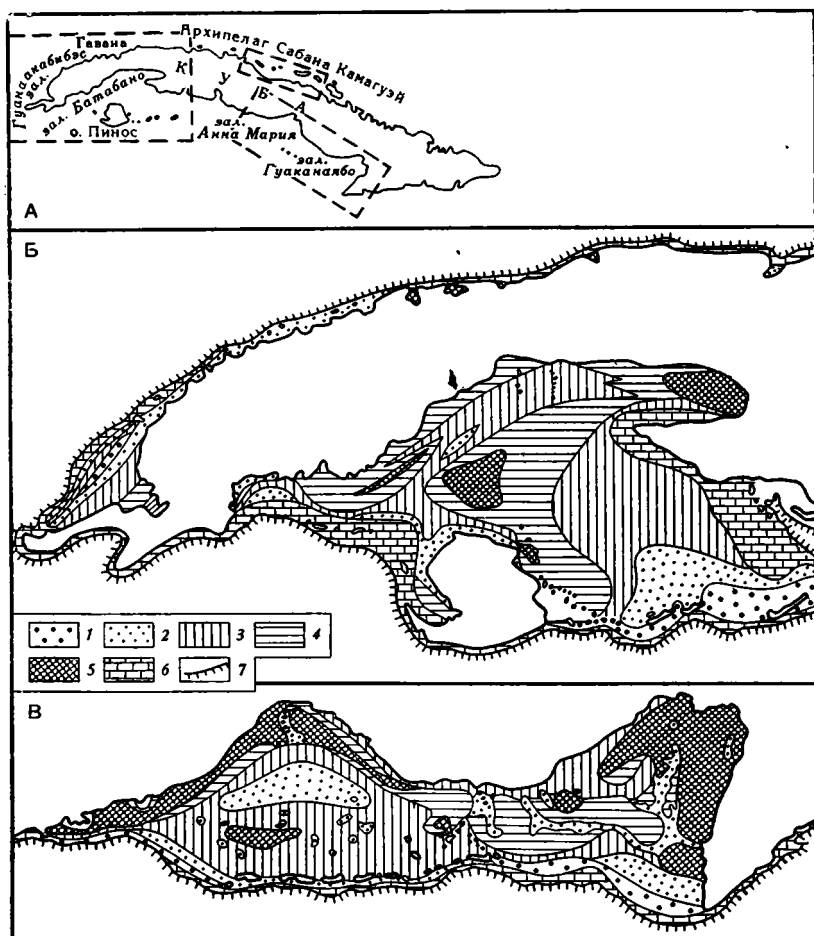
Настоящая статья является логическим завершением предыдущих работ автора и его коллег (Васильев, 1975; Васильев, Павлидис, 1975; Васильев и др., 1975; Павлидис и др., 1976), в которых были рассмотрены особенности формирования минералогических комплексов рыхлых отложений Кубы, характеризующих различные этапы седиментационного процесса в условиях влажного тропического климата. В цитированных работах разобраны следующие вопросы: 1) состав коренных пород Кубы; 2) особенности выветривания и состав элювия; 3) способы поступления терригенного материала в прибрежную зону (за счет выносов рек и абразии); 4) состав аллювия; 5) состав и условия формирования пляжевых отложений. В связи с этим мы считаем возможным не останавливаться на перечисленных вопросах, а перейти непосредственно к минералогическому составу отложений шельфа и условиям формирования минералогических комплексов в осадках подводной окраины Кубы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Распределение тяжелой подфракции и отдельных минералов изучалось в пределах наиболее широких участков шельфа, местоположение которых приведено на фиг. 1, А. На протяженных участках, где шельф представлен узкой подводной террасой, редкие пятна песчаных осадков приурочены главным образом к верхней части подводного берегового склона или к западинам на краю шельфа. В первом случае минералогический состав песков аналогичен составу пляжевых отложений, подводным продолжением которых они являются (Васильев и др., 1975). Во втором — отложения имеют почти исключительно карбонатный биогенный характер.

Всего был изучен 171 образец осадков шельфа, взятых главным образом вибропоршневой трубкой, реже — дночерпателем. Минералогическому анализу подвергалась фракция 0,1—0,05 мм из поверхностного 10—20-сантиметрового слоя отложений. Для выделения фракций образцы подвергались водно-механическому анализу по методике Института

океанологии АН СССР. Разделение на подфракции производилось в бромформе (уд. в. 2,9). Тяжелая подфракция исследовалась в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,63, а легкая — 1,54. Для выражения содержаний минералов в процентах в тяжелой подфракции подсчитывалось 400—600 зерен, а в легкой — 200—400 зерен, причем общее количество зерен как в легкой, так и в тяжелой подфракции принималось за 100%.



Фиг. 1. Карта — схема распределения медианных диаметров (Md) осадков шельфа Кубы (в мм)

А — местоположение участков шельфа; Б — западный шельф; В — юго-восточный шельф. 1 — $>0,25$; 2 — $0,25-0,1$; 3 — $0,1-0,05$; 4 — $0,05-0,01$; 5 — $<0,01$; 6 — участки обнаженного дна; 7 — край шельфа

Выделение минералогических провинций отложений шельфа Кубы производилось методом сопоставления всех карт распределения отдельных минералов по площади морского дна. Наложение карт на световом столе дало возможность выделить комплексы минералов, типичные для различных участков дна водоема, и определить их распространение по площади. В минералогических наименованиях провинций не использовались широко распространенные черные рудные минералы и кварц. Это сделано с целью подчеркнуть минералогическую индивидуальность каждой из выделенных провинций.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

Гранулометрический и химический состав отложений шельфа Кубы подробно освещен в ряде работ (Ионин, Павлидис, 1975; Ионин и др., 1972; Павлидис, Авельо Суарес, 1975; Павлидис и др., 1975).

На фиг. 1, Б, В приведена карта — схема распределения осадков шельфа Кубы по крупности. Как видно из этой схемы, наиболее широко на шельфе Кубы представлены алевро-глинистые осадки. Песчаные отложения либо слагают узкие полосы, примыкающие непосредственно к берегу, либо встречаются на краю шельфа или в центральных частях заливов, где развиты коралловые рифы. Обширное пятно песков в юго-восточной части залива Батабано связано с формированием здесь хемогенного карбоната кальция в виде оолитов (Павлидис и др., 1972). Алевро-глинистые осадки отличаются как правило, средней или плохой сортировкой ($S_0 = 2,0-5,0$, иногда 5,0), в то время как коэффициент сортировки песков редко превышает значение 1,5.

В химическом аспекте осадки кубинского шельфа довольно однообразны. Они отличаются большим содержанием CaCO_3 , который составляет обычно 50—80%, а нередко достигает почти 100% (юго-восточная часть залива Батабано). Причем в осадках встречаются три генетические разновидности карбоната кальция: биогенный, хемогенный и терригенный. Содержание углерода органического вещества обычно составляет 0,5—2,0%. Лишь в районах распространения халимедовых водорослей, а также в устьевых частях рек и в акваториях замкнутых бухт содержание $C_{\text{орг}}$ повышается до 10—12%. Содержание железа в осадках шельфа Кубы сравнительно невелико и редко превышает 6%. Кремнеземсодержащие отложения отсутствуют.

1. Распределение тяжелой подфракции

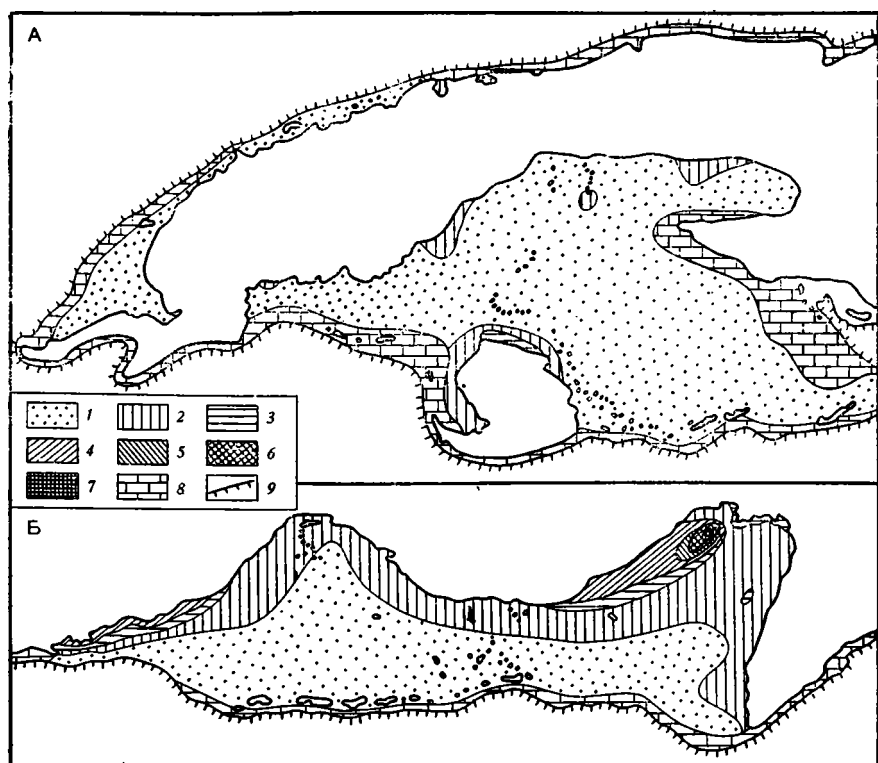
Содержание тяжелой подфракции в осадках прибрежной зоны и шельфа Кубы зависит главным образом от содержания тяжелых минералов в исходном терригенном материале, гидродинамики придонного слоя воды, обогащения тяжелой подфракции аутигенными минералами (пиритом-марказитом, сидеритом и гидроокислами железа) и, наконец, разбавления терригенной составляющей осадка талассогенным материалом, в первую очередь карбонатными продуктами.

В отложениях заливов Батабано и Гуанаакаибес тяжелая подфракция содержится в количестве десятых и сотых долей процента (фиг. 2, А). Повышение концентрации тяжелой подфракции до 5—10% наблюдается лишь у берегов аллювиальной равнины Пинар-дель-Рио и о. Пинос, где существует интенсивный снос с суши некарбонатного материала.

Отложения юго-восточного шельфа (заливы Гуаканаябо и Ана-Мария) по содержанию тяжелых минералов значительно отличаются от осадков западного шельфа (заливы Батабано и Гуанаакаибес). Вдоль побережья этих заливов непрерывной полосой прослеживаются осадки с содержанием тяжелой подфракции 1—5%, причем в отложениях авандельт крупных рек (Саса, Манати, Кауто и др.) концентрации тяжелых минералов достигают 10—20% и более (фиг. 2, Б).

В отложениях бухт-сумок, широко распространенных на северо-западном и северо-восточном побережье Кубы, содержание тяжелой подфракции составляет 1—3%, и лишь в бухте Моа, куда поступают преимущественно продукты латеритизации основных пород, оно достигает 50%.

Таким образом, распределение тяжелых минералов в отложениях кубинского шельфа обусловлено в основном поступлением терригенного



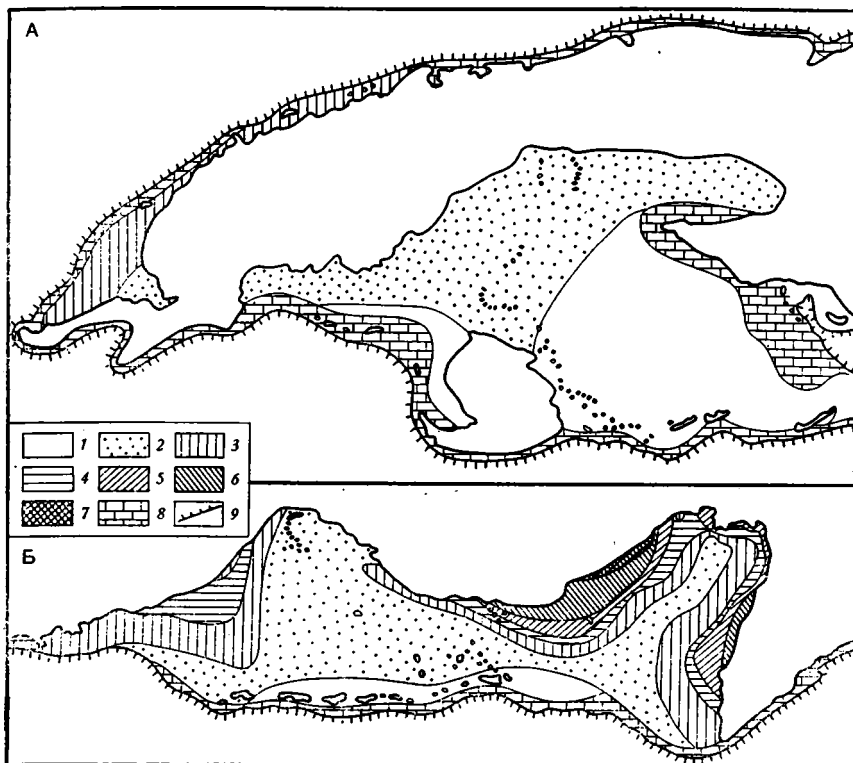
Фиг. 2. Карта — схема распределения тяжелой подфракции в осадках шельфа Кубы (в%)
 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — 10—20; 5 — 20—30; 6 — 30—40; 7 — >40;
 8 — участки обнаженного дна; 9 — край шельфа. Большими буквами на фиг. 2—7 обозначены участки шельфа: А — западный шельф; Б — юго-восточный шельф

обломочного материала. Лишь в некоторых случаях относительное повышение концентрации тяжелой подфракции наблюдается на некотором удалении от берега, и оно обычно связано с образованием аутигенного пирита-марказита. К последним следует отнести районы островов Кайямос (залив Батабано) и Орихуэла (залив Ана-Мария), а также относительный максимум в северо-восточной части залива Гуаканаябо (фиг. 2).

2. Распределение основных минералов по площади дна

Минералы, встреченные в осадках кубинского шельфа, можно разделить на две группы: терригенные и аутигенные. Кроме того, учитывается биогенный материал, представленный обломками раковин моллюсков, фораминифер, кораллов, спикулами губок, обломками зубов и костей рыб и скелетными остатками других морских организмов. Среди биогенных компонентов резко преобладают карбонатные обломки, значительно реже встречаются кремнистые и крайне редко — фосфорсодержащие обломки.

Терригенные тяжелые минералы. Для описания этих минералов при дальнейшем изложении целесообразно их сгруппировать согласно ассоциациям В. П. Батурина (1947). Эти ассоциации отражают специфику перераспределения минералов в осадках и их связь с материнскими породами. Нами выделены следующие основные группы тяжелых минералов: 1) эпидота; 2) пироксенов; 3) амфиболов; 4) минералов метаморфических пород (дистен, ставролит, андалузит, гранат); 5) устойчивых



Фиг. 3. Карта — схема распределения пироксенов в осадках шельфа Кубы (в%)
 1 — не обнаружено; 2 — <1; 3 — 1—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — 20—30;
 7 — >30; 8 — участки обнаженного дна; 9 — край шельфа

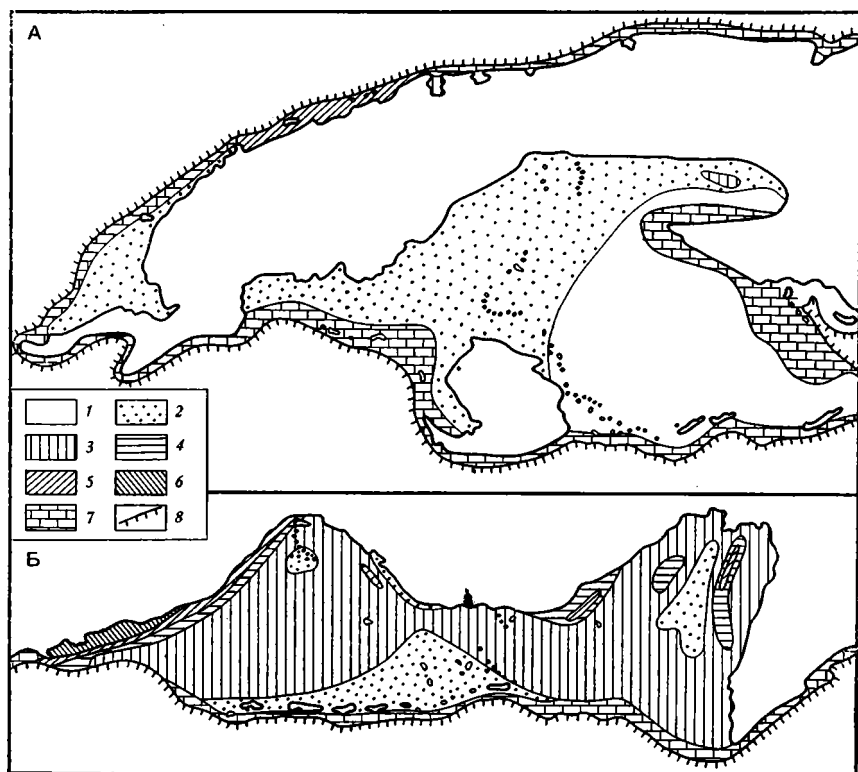
минералов (циркон, рутил, турмалин); 6) рудных минералов (черные рудные, гидроокислы железа, лейкоксен, хромшпинелиды) и 7) сравнительно редких минералов (апатит, сфен, анатаз и др.).

Группа эпидота. Минералы этой группы представлены в основном эпидотом и цоизитом, которые являются самыми распространенными среди терригенных минералов.

В пределах заливов Батабано и Гуанаакаибес эпидот распространен практически повсеместно, однако его концентрации обычно не превышают 1%. В заливе Батабано можно выделить три участка, где содержание эпидота превышает 10%: прибрежную зону бухты Кортес, центральную часть бухты Броа и подводный склон о. Кайо Ларго. Повышенные концентрации эпидота в первых двух районах связаны с аллювиальными выносами. В районе о. Кайо Ларго эпидот поступает в результате абразии карбонатных пород, в которых, как показал просмотр шлифов, он наряду с гидроокислами железа является основным и наиболее распространенным из тяжелых минералов.

Сравнительно повышенные концентрации эпидота (1—5%) в центральной части залива Батабано, возможно, связаны с размывом метаморфических пород массива, который, как предполагают Ю. М. Пущаровский и др. (1967), может быть расположен в пределах залива Батабано между поднятием о. Пинос и синклинирем Сан-Диего-де-Лос-Баньос.

Наиболее широко минералы группы эпидота распространены в пределах заливов Ана-Мария и Гуаканаябо. Терригенный материал в эти заливы поступает из питающих провинций, рыхлые отложения которых



Фиг. 4. Карта — схема распределения роговой обманки в осадках шельфа Кубы (в %)
 1 — не обнаружено; 2 — <1; 3 — 1—5; 4 — 5—10; 5 — 10—30; 6 — >30;
 7 — участки обнаженного дна; 8 — край шельфа

существенно обогащены эпидотом (Васильев, Павлидис, 1975). На большей части дна заливов эпидот содержится в количестве 10—30%, а в районе дельты р. Кауто и вдоль северного побережья залива Ана-Мария — 30—50% и более. В большинстве исследованных бухт-сумок содержания эпидота также довольно высокие и изменяются от 20 до 60%.

Группа пироксенов. Из минералов этой группы в отложениях кубинского шельфа встречаются в основном моноклинные пироксены (диопсид, редко — авгит). Ромбические пироксены, представленные энстатитом и гиперстеном, содержатся в незначительном количестве и распространены локально.

Наиболее высокие концентрации пироксенов отмечаются в прибрежной зоне залива Гуаканаябо (20—30% и более), а также в осадках, слагающих прибрежную зону в северной части залива Ана-Мария (до 5—10%). На остальных участках шельфа содержание пироксенов не превышает 1% (фиг. 3).

Таким образом, несмотря на широкое распространение пироксенов в коренных магматических породах Кубы (Furrázola-Bermúdez et al., 1964), в отложениях шельфа эти минералы распространены ограниченно и содержатся в пониженных количествах. Резкое сокращение пироксенов происходит уже на первом этапе седиментогенеза, т. е. во время мобилизации веществ химическим выветриванием на водосборных площадях (Васильев, Павлидис, 1975).

Группа амфиболов. Изучение амфиболов велось по группам: обыкновенные и базальтические роговые обманки, минералы группы актино-

лита, глаукофан. Однако наиболее распространенным из перечисленных минералов является обыкновенная роговая обманка, в то время как остальные минералы группы амфиболов встречаются локально и их концентрации редко превышают 1%.

Наиболее высокими содержаниями роговой обманки характеризуются осадки заливов Ана-Мария и Гуаканаябо. Здесь почти повсеместно ее концентрации составляют 1—5%, а у берегов повышаются до 10—30% и более (фиг. 4). Иногда максимумы содержания роговой обманки сдвинуты несколько в сторону моря, что связано с ее повышенной миграционной способностью (Страхов, 1960). На западном шельфе роговая обманка встречается практически повсеместно, но ее содержания обычно не превышают 1%.

Группа минералов метаморфических пород включает дистен, ставролит, андалузит и гранат.

Наиболее распространенными из метаморфических минералов являются дистен и ставролит. Они встречаются преимущественно в отложениях залива Батабано. Характер распределения дистена и ставролита аналогичен, что связано с поступлением их из одинаковых источников. Ареалы распространения этих минералов как бы опоясывают побережье кристаллического ядра о. Пинос и на севере залива соединяются с ареалами распространения дистена и ставролита, поступающих из питающей провинции юго-восточной части Пинар-дель-Рио. Содержания дистена и ставролита от 20—40% и более у побережья о. Пинос постепенно на север сокращаются до значений 1—10%.

Андалузит в количестве менее 1% встречается исключительно в узкой полосе прибрежных осадков, обрамляющих о. Пинос. Гранат распространен в отложениях юго-восточного шельфа, причем его максимальные концентрации (1—6%) приурочены к северному побережью залива Ана-Мария, к устью р. Кауто и юго-восточной части залива Гуаканаябо.

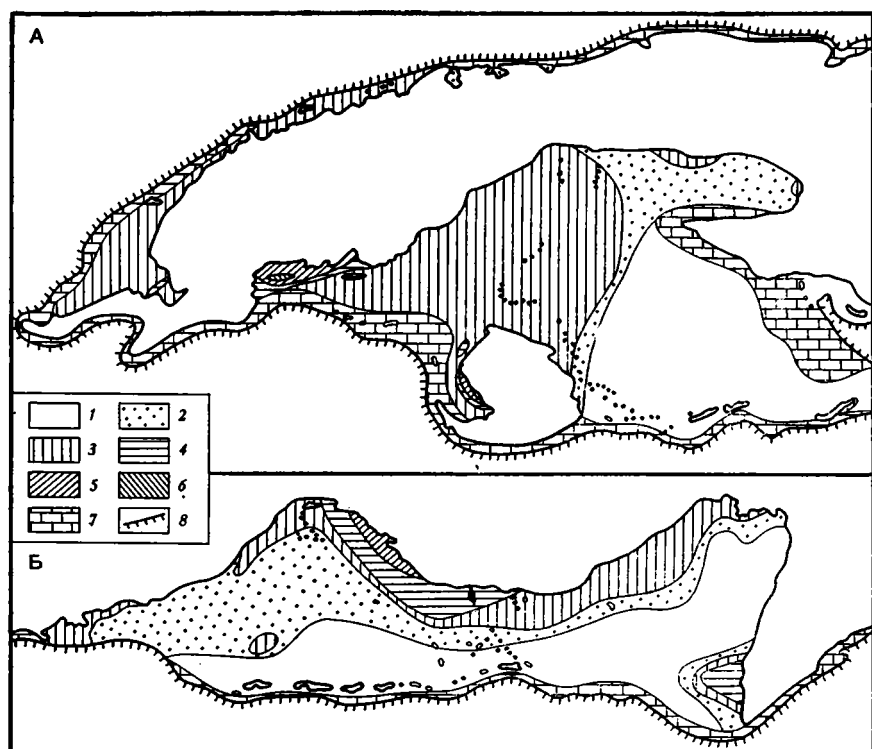
Группа устойчивых минералов. Под этим названием принято объединять минералы, разные по генезису и химическому составу, но близкие по своей устойчивости в условиях выветривания. Большинство минералов этой группы (циркон, рутил, турмалин) в больших или меньших количествах обнаруживаются практически во всех осадочных породах, так как они без существенных изменений переносят многократное перетопление с постепенным повышением их содержания в составе пород.

В донных отложениях шельфа Кубы обнаружены все три устойчивых минерала, но их количество резко меняется от места к месту. Циркон широко распространен в осадках залива Батабано, где его содержания обычно составляют 1—5%. Наиболее высокие содержания циркона (10—20% и более) имеют отложения бухты Кортес и залива Сигуанеа (фиг. 5, А). На юго-восточном шельфе повышенные концентрации циркона (1—5%, реже 5—10% и более) встречаются в осадках, узкой полосой окаймляющих побережье заливов (фиг. 5, Б).

Турмалин и рутил постоянно встречаются лишь в отложениях залива Батабано. Распределение турмалина и рутила в пределах упомянутого района аналогично распределению циркона, а также дистена и ставролита. Эти минералы встречаются в основном в западной половине залива, однако в количествах более 1% они обнаружены лишь в осадках прибрежной зоны бухты Кортес и вдоль побережья кристаллического ядра о. Пинос.

Группа рудных минералов. Рудные минералы можно разделить на четыре группы: черные рудные (магнетит, ильменит); красные рудные (гидроокислы железа); просвечивающие и лейкоксен.

Наиболее широко в осадках кубинского шельфа распространены первые две группы рудных минералов. Хромшпинелиды и лейкоксен встречаются локально, но несмотря на это их количества в некоторых



Фиг. 5. Карта — схема распределения циркона в осадках шельфа Кубы (в %) 1 — не обнаружено; 2 — <1; 3 — 1—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — >20; 7 — участки обнаженного дна; 8 — край шельфа

районах весьма значительны. Так, в осадках бухт-сумок, расположенных на северо-востоке Кубы, хромшпинелиды содержатся в количестве до 33% (бухта Нипе). Более 50% тяжелой подфракции из прибрежных осадков бухты Кортес состоит из лейкоксена.

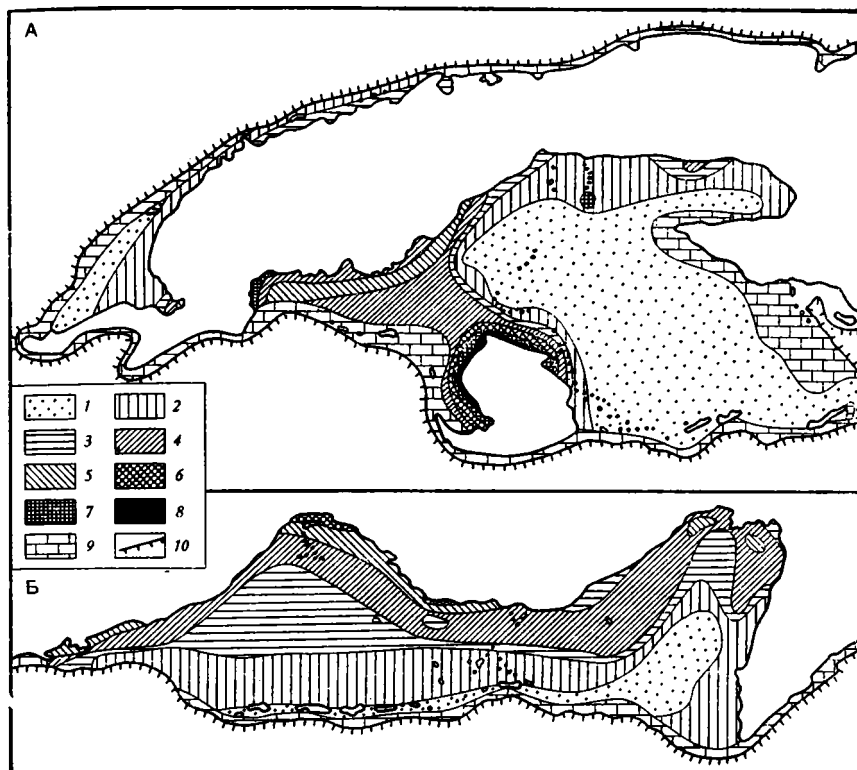
Черные рудные минералы в осадках западного и юго-восточного шельфа распределены равномерно. Их концентрации постепенно понижаются от 20—40% и более у берегов до 1—10% и менее на краю шельфа. Иначе выглядит картина распределения гидроокислов железа. Так как эти минералы в осадках могут быть двоякого генезиса (терригенного и аутигенного), то не всегда максимумы содержания гидроокислов железа связаны с терригенным сносом, т. е. с берегом. В результате нередко повышенные концентрации этих минералов наблюдаются вдали от берега. На преобладающей площади шельфа Кубы гидроокислы железа содержатся в количестве 1—5 или 5—10% и лишь в некоторых участках залива Батабано, Гуанаакаибес и Гуаканаябо их концентрации достигают 30—50% и более.

Группа редких минералов. Из минералов этой группы в осадках шельфа Кубы обнаружены сфен, апатит, оливин, анатаз, барито-целестин и корунд. Все они встречаются локально, в количестве менее 1%.

Терригенные легкие минералы. Наиболее распространенными легкими минералами являются кварц, полевые шпаты, хлорит, хлоритизированные минералы и выветрелые трудноопределимые обломки.

Кварц — один из самых распространенных минералов легкой подфракции — широко представлен в осадках всего шельфа Кубы.

В заливе Батабано распределение кварца чрезвычайно показательно. В восточной части залива, где основным осадкообразующим процессом является карбонатакопление, кварц содержится в количестве



Фиг. 6. Карта — схема распределения кварца в осадках шельфа Кубы (в %) 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — 10—30; 5 — 30—50; 6 — 50—70; 7 — 70—90; 8 — >90; 9 — участки обнаженного дна; 10 — край шельфа

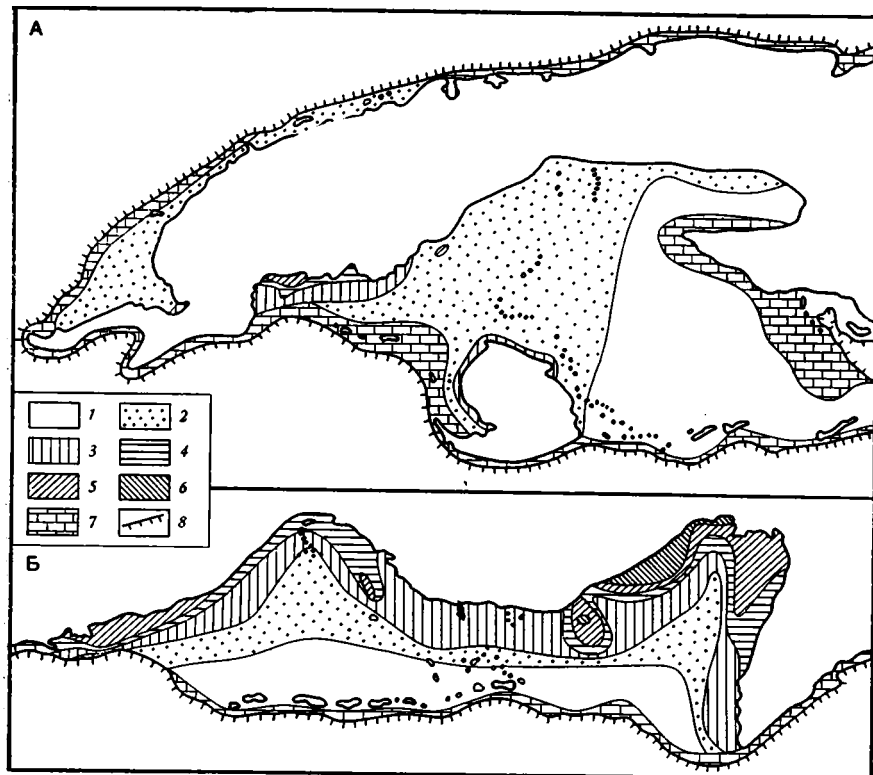
менее 1%. На западе, где на осадкообразование начинает оказывать влияние терригенный снос с о. Пинос и провинции Пинар-дель-Рио, концентрации кварца резко возрастают, достигая в отложениях прибрежной зоны 70—90%, а в береговой зоне о. Пинос формируются мономинеральные пески, состоящие более чем на 90% из кварца (фиг. 6, А).

На юго-восточном шельфе пониженными концентрациями кварца характеризуются, как правило, биогенные осадки окраины шельфа и районов распространения коралловых рифов, в то время как у берега могут накапливаться отложения, в которых кварц составляет более 50% легкой подфракции (фиг. 6, Б):

Полевые шпаты в отличие от кварца распространены локально и, как правило, в легкой подфракции имеют подчиненное значение. Наибольшим распространением в осадках шельфа Кубы из полевых шпатов пользуются сравнительно более устойчивые калиевые полевые шпаты, а наименьшим — основные плагиоклазы.

В относительно повышенных количествах полевые шпаты встречаются в отложениях юго-восточного шельфа (10—20% и более) и бухты Кортес (10—20%). На остальных участках шельфа содержание этих минералов, как правило, не превышает 1% (фиг. 7).

Минералы группы хлорита постоянно встречаются лишь в прибрежных районах юго-восточного шельфа, где их содержания составляют обычно 1—5%. В юго-восточной части залива Гуаканаябо концентрация хлоритов достигает 20—25%. В отложениях других районов хлориты и хлоритизированные минералы встречаются не постоянно в количестве 0,2—5%, иногда до 10%.



Фиг. 7. Карта — схема распределения полевых шпатов в осадках шельфа Кубы (в %)
 1 — не обнаружено; 2 — <1; 3 — 1—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — >20;
 7 — участки обнаженного дна; 8 — край шельфа

Выветрелые трудноопределимые обломки наблюдаются в осадках шельфа Кубы постоянно в достаточно высоких количествах (десятки процентов). Они характерны как для легкой, так и для тяжелой подфракций. Самые высокие количества выветрелых обломков (до 70% легкой подфракции) обнаружены в отложениях юго-восточного шельфа.

Кроме рассмотренных легких минералов терригенной группы в осадках Кубинского шельфа иногда в незначительных количествах присутствуют опал, халцедон, вулканическое стекло, серпентин, биотит и мусковит.

Таким образом, заканчивая обзор терригенных минералов осадков шельфа Кубы, следует отметить, что в отложениях шельфа, расположенного во влажной тропической зоне, повышенными содержаниями характеризуются устойчивые минералы, хотя в коренных породах питающих провинций они, как правило, являются акцессорными. В то же время содержание многих породообразующих, но неустойчивых минералов значительно сокращается по сравнению с их концентрацией в коренных породах. Подобные изменения, как отмечалось в предыдущих работах (Васильев, Павлидис, 1975), наблюдаются уже на первой стадии седиментогенеза, т. е. в процессе химического выветривания коренных пород. Кроме того, в отличие от умеренных широт и субарктических районов, где содержания полевых шпатов преобладают над концентрациями кварца (Лисицын, 1966), в осадках шельфа Кубы наблюдаются обратные соотношения. Подобные закономерности распределения и содержания терригенных минералов в осадках морей и океа-

нов отмечались также в других районах влажного тропического пояса (Буданов и др., 1974; Свальнов, 1975; Сенин и др., 1977).

Аутигенные минералы. К этой группе относятся минералы, образованные непосредственно в водоеме, в толще его вод или в поверхностном слое донных осадков. Это — пирит-марказит, сидерит, кальцит-арагонит, глауконит и цеолиты. Последние два минерала встречаются редко и в незначительных количествах.

Пирит-марказит — один из самых распространенных тяжелых минералов в отложениях шельфа Кубы. Осадки центральной части залива Батабано характеризуются концентрациями пирита 5—10 и 10—30%. На севере и северо-западе залива пирит составляет более 50% тяжелой подфракции, а в отложениях бухты Броя и в районе островов Кайямос содержания пирита превышают 90%. Такими же высокими концентрациями пирита-марказита характеризуются отложения большинства исследованных бухт-сумок.

В пределах юго-восточного шельфа поле высоких содержаний пирита (70—90% и более) наблюдается в центральной и юго-восточной частях залива Гуаканаябо, а также в районах распространения мангровых островков и коралловых рифов. Подавляющее преобладание пирита-марказита в осадках шельфов тропических широт является, по-видимому, одной из характерных особенностей седиментогенеза в водоемах влажной тропической зоны, так как в областях с умеренным климатом образование пирита марказита в прибрежной зоне и на шельфе по масштабам более ограничено и происходит лишь в лагунах, лиманах, западинах дна, как это имеет место на некоторых участках Черного моря (Невесский, 1967; Новикова, Невесский, 1974).

Сидерит менее распространен в осадках шельфа Кубы, чем пирит. В заливе Батабано выделяются два района локализации сидерита: северо-западная часть залива, примыкающая к побережью аллювиальной равнины Пинар-дель-Рио, и северо-восточная часть залива Сигуанеа. На этих участках концентрация сидерита иногда достигает 50—70% и более.

На юго-восточном шельфе концентрации сидерита значительно ниже. Сидерит встречается преимущественно в отложениях прибрежной зоны, главным образом в количестве 1—5% и меньше. Несколько повышает содержание сидерита (до 30%, иногда более) в осадках юго-восточной части залива Ана-Мария и северо-западной части залива Гуаканаябо. Очевидно, сидерит в отложениях юго-восточного шельфа, судя по приуроченности ареалов его распространения к береговой линии, имеет частично терригенное происхождение (на побережье этого района в осадочных породах встречаются конкреции сидерита).

Кальцит-арагонит — самый распространенный минерал в отложениях шельфа Кубы, где были обнаружены три его генетических разновидности. Наиболее широким распространением пользуется кальцит-арагонит, слагающий скелеты морских известьредуцирующих организмов. В юго-восточной части залива Батабано происходит интенсивное образование оолитов арагонита (Павлидис и др., 1972). Сравнительно небольшая часть кальцита-арагонита поступает на кубинский шельф с суши.

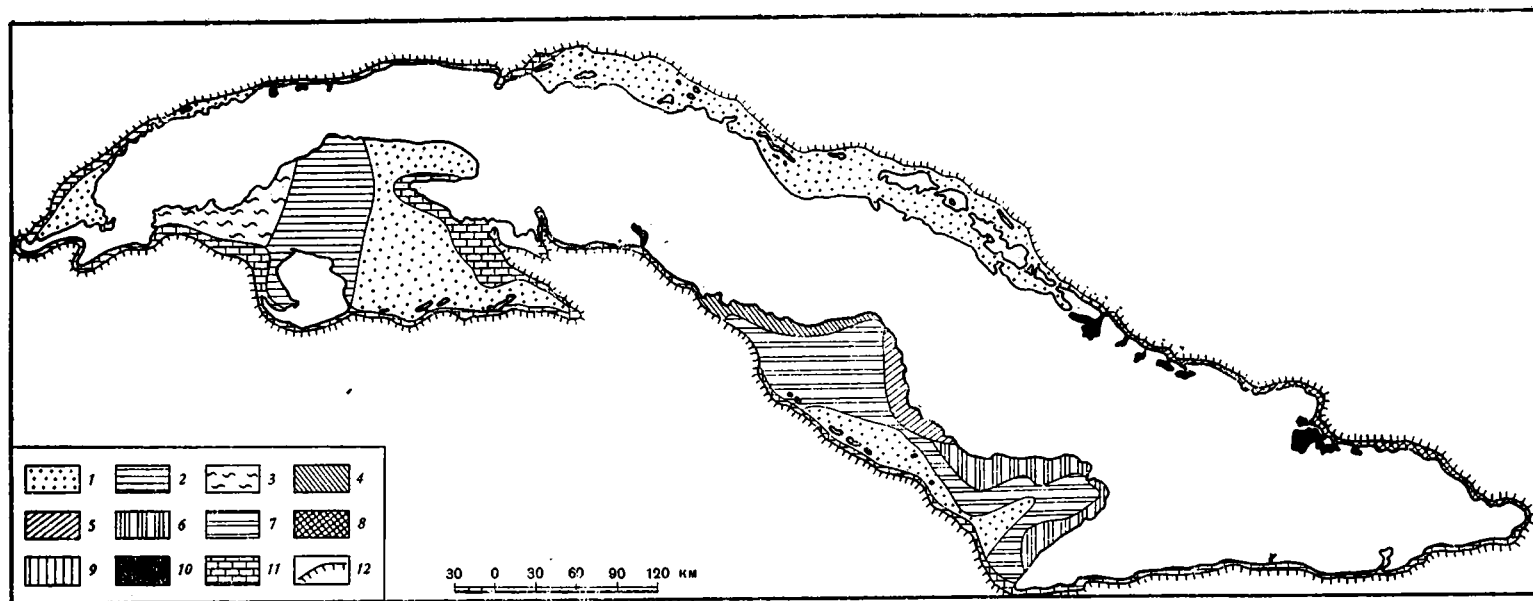
3. Характеристика минералогических провинций отложений шельфа Кубы

При выделении ассоциаций минералов мы руководствовались как особенностями комплексов, так и количественными различиями, наблюдающимися для одного и того же минерала в различных частях шельфа. Всего по этому принципу в пределах шельфа Кубы удалось выделить 10 минералогических провинций (фиг. 8, таблица).

**Среднее содержание (%) наиболее распространенных минералов в крупноалевритовой фракции
отложений минералогических провинций шельфа Кубы**

Провинция	Содержа- ние тяже- лой фрак- ции	Тяжелые минералы												Кварц
		черные рудные	гидроокис- лы железа	лейко- ксен	хром- шпине- лиды	пирит- марказит	амфи- болы	пиро- ксены	минералы группы эпидота	ставро- лит	дистен	циркон	гранат	
Карбонатная (распространение см. на фиг. 5)	Ед. зн.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1,4
Дистен-ставролит-цирконовая цент- ральной части залива Батабано	0,76	15,4	13,2	1,5	1,1	15,1	0,1	0,7	2,2	15,6	22,5	2,5	0,3	14,4
Лейкоксен-цирконовая западной час- ти залива Батабано	0,72	3,9	4,2	23,4	1,9	17,1	0,5	0,6	5,7	0,1	—	8,1	0,2	35,1
Эпидот-амфибол-гранатовая северной части залива Ана-Мария	10,10	6,6	2,5	0,1	1,2	2,6	30,7	3,0	43,3	—	—	0,4	2,2	22,8
Эпидот-цирконовая восточной части залива Ана-Мария	2,33	24,2	4,6	0,4	0,7	19,1	3,0	0,9	16,4	—	—	8,2	0,9	34,4
Эпидот-пироксеновая прибрежной зоны залива Гуаканаябо	8,78	17,0	13,2	0,1	1,5	17,3	5,2	12,8	22,8	0,01	0,06	1,3	0,7	15,0
Пирит-эпидотовая центральной части юго-восточного шельфа	1,61	12,9	8,5	0,04	1,8	38,4	3,3	2,7	24,2	0,07	0,08	1,0	1,0	11,5
Лимонит-эпидот-хромшпинелидовая северо-восточного шельфа	19,85	15,1	22,0	0,4	5,5	1,5	8,6	9,7	17,2	0,1	0,3	0,2	1,1	11,9
Пирит-цирконовая прибрежной зоны залива Гуанаакабибес	1,10	0,6	0,3	—	—	93,4	0,2	—	0,3	—	—	3,6	0,2	23,4
Пиритовая бухт-сумок	1,22	6,7	12,0	0,3	6,1	47,2	3,5	2,8	14,9	0,1	0,3	0,4	0,7	8,4
Шельф Кубы в целом	2,12	12,8	10,7	2,2	2,5	25,5	4,8	4,6	17,5	0,9	2,7	2,2	0,8	12,1

Знак «+» означает, что минерал встречается в незначительных количествах; знак «—» — минерал не обнаружен.



Фиг. 8. Карта — схема минералогических провинций отложений шельфа Кубы

Минералогические провинции: 1 — карбонатная; 2 — дистен-ставролит-цирконовая; 3 — лейкоксен-цирконовая; 4 — эпидот-амфибол-гранатовая; 5 — эпидот-цирконовая; 6 — эпидот-пироксеновая; 7 — пирит-эпидотовая; 8 — эпидот-лимонит-хромшипинелидовая; 9 — пирит-цирконовая; 10 — пиритовая; 11 — участки обнаженного дна; 12 — край шельфа

Карбонатная провинция отложений прибрежной зоны и шельфа Кубы по площади распространения занимает первое место. К этой провинции мы относим разобщенные участки шельфа, где основным осадкообразующим процессом является карбонатакопление. В пределах кубинского мелководья можно выделить четыре таких участка: восточную часть залива Батабано, окраину юго-восточного шельфа, северо-западный и северный шельф (фиг. 8). Тяжелые терригенные минералы в незначительном количестве встречаются здесь лишь в прибрежных районах. Однако преобладающим тяжелым минералом является аутигенный пирит-марказит, концентрация которого в среднем составляет почти половину тяжелой подфракции.

Дистен-ставролит-цирконовая провинция центральной части залива Батабано протянулась от о. Пинос до северного побережья залива (фиг. 8). Для тяжелой подфракции, которая в отложениях этой провинции составляет 0,76%, помимо минералов, вошедших в название провинции, характерны андалузит, турмалин, рутил, а также аутигенный пирит-марказит (таблица). Легкая подфракция состоит из кварца (14,4%) и биогенных карбонатных обломков. Формирование минералогического комплекса провинции центральной части залива Батабано происходит главным образом за счет поступления терригенного материала с северной части о. Пинос.

Лейкоксен-цирконовая провинция западной части залива Батабано по площади несколько уступает предыдущей провинции. Отложения этой провинции выстилают дно бухты Кортес и узкой прибрежной зоны, примыкающей к побережью аллювиальной равнины Пинар-дель-Рио (см. фиг. 8). Среднее содержание тяжелой подфракции невысокое — 0,72%, главным образом за счет резкого преобладания в осадках терригенного кварца и биогенных компонентов. Кроме лейкоксена и циркона характерными минералами тяжелой подфракции являются аутигенные пирит-марказит (см. таблицу) и сидерит. В целом минералогический состав отложений свидетельствует о поступлении терригенного материала в этот район главным образом из питающей провинции юго-восточной части Пинар-дель-Рио; незначительная часть осадочного материала в восточные области провинции, вероятно, поступает с о. Пинос.

Эпидот-амфибол-гранатовая провинция северной части залива Ана-Мария протянулась узкой полосой вдоль северного берега залива (см. фиг. 8). Отложения этой провинции, формирующиеся в основном за счет выносов рек, отличаются высоким средним содержанием тяжелых минералов — 10,10%. В группе амфиболов преобладает роговая обманка, а также весьма характерен глаукофан. Кроме амфиболов и эпидота в название провинции был включен гранат, содержание которого лишь в отложениях этой зоны почти в 3 раза превосходит его фоновое значение (см. таблицу). В легкой подфракции из терригенных минералов преобладает кварц (22,8%), в сравнительно высоких количествах содержатся полевые шпаты и мусковит. В целом минералогический комплекс терригенной составляющей осадков полностью соответствует минералогическому комплексу рыхлых отложений питающей провинции Южный Лас-Вильяс.

Эпидот-цирконовая провинция восточной части залива Ана-Мария выделяется в прибрежной зоне, протянувшейся параллельно восточному берегу залива (см. фиг. 8). В тяжелой подфракции отложений кроме эпидота и циркона в значительных количествах содержатся ильменит и пирит-марказит. В легкой подфракции из терригенных минералов резко преобладает кварц (таблица). Источником осадочного терригенного материала в этом районе являются продукты разрушения гранитоидов массива Камагуэй и осадочные породы прибрежной равнины восточного берега залива Ана-Мария. Характер источника питания так-

же определяет значительное сокращение тяжелой подфракции (до 2,33%) в отложениях описываемой провинции.

Эпидот-пироксеновая провинция прибрежной зоны залива Гуакана-ябо обрамляет со стороны моря побережье упомянутого залива (см. фиг. 8). Отложения этой зоны характерны тем, что в тяжелой подфракции, содержание которой достигает в среднем 8,78%, одним из основных терригенных минералов наряду с эпидотом становятся пироксены (главным образом моноклинные). В легкой подфракции преобладают выветрелые обломки и минералы группы хлорита. Осадочный материал в этот район поступает из питающих провинций Южный Камагуэй и бассейна р. Кауто, рыхлые отложения которых обогащены пироксенами.

Пирит-эпидотовая провинция центральной части юго-восточного шельфа занимает промежуточное положение между тремя описанными выше провинциями и карбонатной провинцией окраины юго-восточного шельфа (см. фиг. 8). В этом районе влияние терригенного сноса на современный осадкообразующий процесс значительно ослаблено. Содержание тяжелой подфракции в отложениях составляет 1,61%, и в ней существенно преобладает аутигенный пирит-марказит. Из терригенных минералов в значительном количестве (24,2%) содержится эпидот, обладающий повышенной миграционной способностью (Страхов, 1960). В легкой подфракции преобладают биогенные карбонатные компоненты, а содержание кварца сокращается до 11,5% (см. таблицу). Основным процессом, обусловившим своеобразие минералогического комплекса отложений этой провинции, является аутигенное образование пирита-марказита. Терригенные минералы в центральную часть юго-восточного шельфа поступают из нескольких питающих провинций, морские границы которых совпадают с береговой линией заливов Ана-Мария и Гуаканаябо.

Лимонит-эпидот-хромшпинелидовая провинция северо-восточного шельфа протянулась от мыса Майси до бухты Нуэвитас (см. фиг. 8). Формирование отложений этой зоны происходит под влиянием обломочного материала, образующегося при разрушении ультрабазитов и связанных с ними кор выветривания, а также вулканитов и осадочных пород Северо-Восточной Кубы. Отложения провинции характеризуются весьма высоким содержанием тяжелой подфракции (19,85%), в которой преобладают эпидот, лимонит, магнетит и хромшпинелиды (см. таблицу). Терригенная компонента легкой подфракции состоит главным образом из выветрелых обломков и минералов группы хлорита, среди которых особенно характерен серпентин.

Пирит-цирконовая провинция прибрежной зоны залива Гуанаакабес выделяется в пределах бухты Гуадьяна (фиг. 8). Минералогический комплекс отложений этой провинции формируется в результате образования аутигенного пирита-марказита, содержание которого в тяжелой подфракции осадков превышает 90% (см. таблицу). Из терригенных минералов лишь количество циркона (3,6%) несколько превышает его фоновое содержание в отложениях кубинского шельфа (см. таблицу). Легкие минералы представлены в основном биогенными карбонатными обломками и кварцем (23,4%).

Пиритовая провинция бухт-сумок. Сходство минералогического состава тяжелой подфракции отложений большинства исследованных бухт-сумок, которое заключается в заметном преобладании аутигенного пирита-марказита над терригенными минералами, позволило объединить эти разобщенные акватории в единую пиритовую минералогическую провинцию. К этой провинции нами отнесены осадки бухт Мариль, Кабаньяс, Онда, Сантьяго-де-Куба, Сьенфуэгос, Танамо, Ниле, Банес (см. фиг. 8). Содержание пирита-марказита в отложениях бухт-сумок крайне неравномерно и изменяется от 19,7 (бухта Сьенфуэгос) до 96,8% (бухта Кабаньяс), составляя в среднем 47,2% (см. таблицу).

4. Условия формирования минералогических комплексов

Терригенные минералогические комплексы отложений кубинского шельфа, как видно из карты минералогических провинций и карт распределения отдельных терригенных минералов, очень тесно связаны с определенными питающими провинциями. В отличие от бассейнов умеренных широт процессы диффузий материала, поступающего на кубинский шельф из различных источников, носят весьма ограниченный характер. В результате минералогические комплексы прибрежно-шельфовых отложений Кубы несут в себе черты, как правило, одной, реже двух питающих провинций. Это весьма характерная особенность прибрежно-морского осадкообразования в тропиках, и она обусловлена морфологическими особенностями островных тропических шельфов, где основными седиментационными областями являются заливы-макролагуны. Терригенный материал, поступающий в акватории макролагунов, которые, как правило, характеризуются спокойным гидродинамическим режимом, оседает в узкой прибрежной полосе. Значительному разносу в акваториях заливов подвергаются в основном глинистые минералы и небольшая группа терригенных минералов алевритовой размерности, обладающих повышенной миграционной способностью (эпидот, амфиболы и др.).

Ф. Барен и Х. Киль (Baren, Kiel, 1950) в своих исследованиях указывали, что обычная ширина минералогических провинций составляет 100—150, максимально 200 км. Другие авторы (Лисицын, 1966) приводят примерно такие же цифры. Минералогические провинции шельфа Кубы, формирование которых обусловлено терригенным сносом, имеют обычно ширину от 20 до 50 км, и лишь ширина провинций центральных частей залива Батабано и юго-восточного шельфа несколько превышает 50 км (максимум — 90 км).

Небольшая ширина минералогических провинций кубинского шельфа отчасти связана с особенностями терригенного осадконакопления в заливах-макролагунах, которое там ограничивается прибрежной зоной. Однако основная причина — в размерах шельфа Кубы, который лишь в заливе Батабано имеет ширину 120 км, а в других районах ширина шельфа колеблется от сотен метров до 30—50, редко до 100 км (залив Гуаканаябо). Таким образом, даже если бы и существовали терригенно-минералогические провинции, охватывающие отложения по всей ширине шельфа, их размеры не могли бы превышать 100—120 км (максимум), а обычно 50 км.

Большое влияние на формирование минералогических комплексов осадков кубинского шельфа оказывает «разбавляющее» действие биогенных карбонатных компонентов и аутигенное минералообразование.

ВЫВОДЫ

1. Особенности мобилизации осадочного вещества на водосборах Кубы, заключающиеся в глубоком химико-минералогическом преобразовании коренных пород в процессе выветривания, находят закономерное отражение в минералогическом составе терригенной компоненты донных осадков шельфа. Это обычно выражается в преобладании в отложениях подводной окраины либо устойчивых по отношению к химическому выветриванию минералов, либо типичных минералов кор выветривания. Неустойчивые минералы, несмотря на их широкое распространение в коренных породах питающих провинций, в осадках шельфа встречаются локально и в незначительных количествах.

2. Характер распределения тяжелой подфракции по площади дна в основном определяется тремя факторами: поступлением терригенного материала, интенсивностью образования аутигенных тяжелых минера-

лов и интенсивностью карбонатакопления, которое оказывает «разбавляющее» влияние.

3. Характерной особенностью отложений кубинского шельфа является присутствие в них, часто в значительных количествах, аутигенных минералов — пирита-марказита, реже — сидерита.

4. Процесс интеграции крупного алевритового и более крупнозернистого материала на шельфе Кубы ограничены. В результате минералогические провинции осадков шельфа Кубы связаны преимущественно лишь с одной, реже с двумя питающими провинциями. Пространственно минералогические провинции также ограничены, укорочены, не имеют линейно-вытянутых контуров, как это часто бывает в умеренных широтах.

5. В некоторых районах кубинского шельфа существенное влияние на формирование осадков оказывают процессы образования аутигенных минералов и карбонатакопление.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Буданов В. И., Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Спиридонов В. Л., Хачатурова Т. А. К литологии и геохимии современных осадков некоторых районов северо-западной части Индийского океана.—Тр. ВНИРО, 1974, т. XCVIII.
- Васильев В. П. Пляжевые отложения о. Пинос (Куба).—В сб.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1975, № 1.
- Васильев В. П., Павлидис Ю. А. Особенности минералогического состава рыхлых отложений питающих провинций Кубы.—Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Васильев В. П., Казакова В. П., Павлидис Ю. А. Минералогия пляжевых отложений о. Куба.—Океанология, 1975, т. XV, вып. 4.
- Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Геологическое строение шельфа Кубы.—В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975.
- Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О. Донные отложения залива Батабаню.—В сб.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., «Наука», 1972.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Новикова З. Т., Невеский Е. Н. О палеогеографии северо-запада Черного моря в го-лоцене по терригенным компонентам.—Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3.
- Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О. Фации современных отложений шельфа Кубы.—В сб.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1975, № 1.
- Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Игнатов Е. И., Авельо Суарес О., Льюис-Риера М. Условия оолитообразования на мелководье тропического шельфа (остров Куба, залив Батабаню).—Океанология, 1972, т. XII, вып. 5.
- Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О., Гризик Л. Г. Железо в осадках шельфа Кубы.—В сб.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1975, № 1.
- Павлидис Ю. А., Васильев В. П., Казакова В. П. Особенности формирования минералогических комплексов пляжевых отложений в условиях влажного тропического климата (на примере Кубы).—В сб.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М., «Наука», 1976.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуц-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1:1 250 000.—В сб.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Свальнов В. Н. Современные минералогические провинции восточной части Индийского океана.—В сб.: Комплексные исследования в Мировом океане. М., Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1975.
- Сенин Ю. М., Емельянов Е. М., Лозовая Н. Г. О климатической зональности минерального состава и терригенно-минералогических провинциях донных осадков шельфа Западной Африки.—Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Baren F. A., Kiel H. Contribution to the sedimentary petrology of the Sunda shelf.—J. Sediment. Petrol., 1950, v. 20, No. 4.
- Furrazola-Bermudez J., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miroliubov Y. S., Novojat-sky I. P., Jimenes A. N., Solsona J. B. Geologia de Cuba. La Habana, 1964.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
2.XI.1977

УДК (550.42+551.464.3+551.510.4):551.71

ОБ УСЛОВИЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ И ВРЕМЕНИ СТАНОВЛЕНИЯ КИСЛОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

В. И. ВИНОГРАДОВ, А. М. ЛЕЙТЕС

Данные по изотопии серы позволяют подвергнуть сомнению традиционные представления о бескислородной атмосфере в раннем докембрии и прийти к выводу о том, что становление кислородной атмосферы Земли началось более 3,5—4,0 млрд. лет назад. Публикация авторов по этому вопросу (Виноградов и др., 1976) вызвала замечания Ю. П. Казанского (1978). Приведено дополнительное обоснование возможности использовать аналитический материал по изотопии серы для выяснения окислительно-восстановительных условий среды накопления осадков. Показано, что комплексы, обычно считающиеся показателями восстановительных условий седиментации (ураноносные конгломераты, «пиритовые пески», железорудные серии), не являются бесспорными свидетельствами бескислородной атмосферы в раннем докембрии.

Проблема выяснения условий седиментации самых древних на Земле отложений и сочетающаяся с ней проблема становления кислородной атмосферы представляют собой существенные звенья в цепи важнейших задач геологической теории и практики.

На основе общих космогонических представлений принято считать, что первичная атмосфера Земли была восстановительной. В составе атмосферы, по всей вероятности, присутствовали пары воды, H_2 , CO_2 , CH_4 , может быть, более сложные углеводороды и некоторые другие газы. Предполагается также, что на самом раннем этапе развития Земли и формирования ее внешних оболочек гидросферы еще не было, так как температура поверхности земной коры превышала $100^\circ C$.

Единственный надежный источник сведений о составе гидросферы и атмосферы геологического прошлого — осадочные горные породы, так или иначе запечатлевшие следы окислительно-восстановительных условий среды накопления осадков. Выявление и изучение этих следов — дело достаточно сложное, а их геологическая интерпретация, к сожалению, не всегда однозначна.

Наиболее популярна и широко признана концепция длительного существования восстановительной обстановки в бассейнах седиментации и бескислородной восстановительной атмосферы, предполагающая постепенное и очень медленное накопление кислорода в атмосфере Земли. Сторонники этой концепции считают, что до времени накопления исходных толщ, давших железистые кварциты, и до появления в разрезах первых красноцветных отложений земная атмосфера не содержала или почти не содержала свободного кислорода.

Восстановительные условия на поверхности Земли и отсутствие кислорода в древней атмосфере обосновывают прежде всего известными фактами существования докембрийских ураноносных конгломератов, содержащих, как считается, окатанные гальки уранинита и пирита. По-

лагают, что раннепротерозойская эпоха глобального появления железистых кварцитов знаменует начало формирования кислородной атмосферы, причем предполагается, что железо играло роль некоего буфера, поддерживавшего низкую концентрацию кислорода. Признается, что с момента появления первых красноцветных отложений шло постепенное нарастание содержания свободного кислорода в атмосфере, которое достигло уровня, близкого к современному, в начале фанерозоя.

Этой точке зрения противостоят пока еще немногочисленные данные, полученные в последние годы на основе новых методов исследования. Новые данные позволяют подвергнуть сомнению традиционные представления и прийти к выводу о том, что становление кислородной атмосферы началось более 3,5—4,0 млрд. лет назад, сразу же вслед за началом осадочного процесса в водной среде.

Публикация авторов по этому вопросу (Виноградов и др., 1976), в которой изложены конкретные результаты опробования толщ глубокого докембрия Восточной Сибири и Южной Африки на сульфатную серу и исследования ее изотопного состава, а также сделанный вывод о значительно большей древности кислородной атмосферы Земли, чем это предполагается сторонниками общепринятой концепции, вызвали решительные возражения Ю. П. Казанского (1978).

Наш оппонент убежден в том, что все возможные новые данные должны подтверждать упомянутую выше концепцию, поскольку «...необходимы взаимопроверяемые результаты различных приемов исследования, увязанные с геологическими данными. Наиболее правильный путь в таком сложном вопросе — это комплексное изучение всей системы атмосфера — биосфера — гидросфера — литосфера — глубинные зоны Земли» (Казанский, 1978, стр. 169). Естественно, что мы тоже мечтаем о комплексности, но должны признаться, что в объеме, намеченном Ю. П. Казанским, она нам не по силам, хотя выводы, полученные на основе исследования изотопии серы, подтверждены сейчас принципиально иным, новым способом выяснения условий седиментации в далеком геологическом прошлом — изучением распределения исчезающе малых количеств рения в первично-осадочных хемогенных толщах — компонентах разрезов глубокого докембрия (Лейтес и др., 1977).

Итак, мы нашли факты, которые противоречат концепции, принятой Ю. П. Казанским и многими другими геологами. Как быть? Признать эти факты несостоятельными? Или усомниться в концепции?

Ю. П. Казанский (1978) избрал первый путь и, не рассматривая сколько-нибудь серьезно обнаруженные нами факты, указал на несостоятельность выводов, опираясь на самые общие соображения. Нам представляется целесообразным иной способ аргументации. Необходимо поэтому четко сформулировать некоторые действительно спорные постулаты, на которых строятся рассуждения и делаются выводы, а также ясно показать, где кончаются факты и начинаются выводы. Поставим несколько вопросов, прямо касающихся сути дела, и попробуем ответить на них.

О НАДЕЖНОСТИ ТРАДИЦИОННЫХ КРИТЕРИЕВ БЕСКИСЛОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Выше были перечислены некоторые критерии, обычно признаваемые вполне надежными показателями условий седиментации в геологическом прошлом и, стало быть, достоверными свидетельствами отсутствия или, напротив, наличия свободного кислорода в атмосфере Земли. Речь идет о докембрийских ураноносных конгломератах и железорудных формациях, а также о древних красноцветных формациях.

1. Являются ли докембрийские ураноносные конгломераты достоверным свидетельством восстановительной бескислородной атмосферы?

Положительный ответ на этот вопрос может быть дан, если точно доказано осадочное происхождение урановых руд такого типа. Очень многие геологи считают их первично-осадочными, и тогда представления о бескислородной атмосфере во время накопления соответствующих отложений как будто вполне объяснимы.

Между тем такая трактовка генезиса руд ураноносных конгломератов не разделяется рядом специалистов по рудным месторождениям, многие из которых придерживаются иных взглядов. Перечень различных представлений по этому вопросу можно найти в специальных публикациях (Безгубов и др., 1963; Мак-Келви и др., 1959; Парк, Мак-Дормид, 1966).

Мы также отмечали возможность иного, нежели обломочное, происхождения пирита и урановых руд в конгломератах Витватерсранда, Блайнд Ривер, Онтарио и других подобных им (Виноградов и др., 1976). Такую возможность неоднократно обосновывали многие исследователи. Нам она кажется наиболее приемлемой, но мы, не будучи специалистами в этом деле, совсем не стремимся ее доказать.

Важно другое — в настоящее время просто нельзя однозначно решить проблему происхождения сульфидных руд в ураноносных конгломератах и так называемых «пиритовых песках» раннего докембрия. Самым важным является то, что принципиальные разногласия между специалистами по рудным месторождениям не позволяют сегодня использовать сам факт существования ураноносных конгломератов в качестве неопровержимого доказательства бескислородной атмосферы.

2. Связано ли накопление огромных запасов железа, заключенного в железистых кварцитах, с эволюцией кислородной атмосферы?

Хорошо известно, сколь сложна и еще недостаточно разработана проблема происхождения докембрийских железных руд. В сводных работах («Проблема образования железистых пород докембрия», 1969; «Докембрийские железорудные формации мира», 1975) и специальных публикациях легко найти множество разноречивых представлений по этому поводу. Кажется, что проще решать эту проблему, признав бескислородными условия седиментации в раннем докембрии. Многие геологи по традиции идут именно по этому пути, наталкиваясь и на нем, однако, на трудно преодолимые препятствия.

Американские геологи (см., например, «Докембрийские железорудные формации мира», 1975) сейчас почти повсеместно выделяют различные фации железорудной формации: окисную, карбонатную и сульфидную. Само существование полярных фаций — окисной (прибрежного мелководья) и сульфидной (застойных вод) — говорит об очень резкой дифференциации окислительно-восстановительных условий седиментации. Сульфидные фации обычно содержат органическое вещество, количество которого достигает местами десятков процентов. Окисные фации часто содержат горизонты водорослевых известняков, являющихся прямыми свидетельствами существования фотосинтезирующих растений во время накопления толщ, по которым образовались железистые кварциты.

Широко распространено мнение, основанное на петрографических и минералогических наблюдениях, что магнетит в составе докембрийских железных руд в большинстве случаев вторичен и представляет собой результат восстановления гематита. Если это так, то проблема переноса окисленного железа одинаково трудна как в рамках представлений о бескислородной атмосфере, так и при предположении о кислородной атмосфере.

Для того чтобы обратить внимание на трудности в использовании докембрийских железорудных формаций для оценки бескислородности или кислородности атмосферы того времени, сошлемся на вывод, к ко-

тому пришел Дж. Л. Ла-Берж, отметивший, что «...если допустить, что осаждение железорудных формаций, по крайней мере частично, происходило биогенным путем, то вымирание или видоизменение одного или всех организмов, ответственных за осаждение, выразилось в прекращении отложения этого вида пород. Вымирание организмов может быть связано со значительным изменением состава атмосферы, а может и не зависеть от него. Поэтому прекращение отложения железорудных формаций могло быть этапом биологической эволюции и не отражать изменения состава атмосферы или же оба эти явления были тесно взаимосвязаны и определяли одно другое» («Докембрийские железорудные формации мира», 1975, стр. 261).

Мы хотели бы подчеркнуть, что все изложенное сказано вовсе не для доказательства кислородной атмосферы в момент образования докембрийских железорудных формаций. Мы стремимся лишь показать, что есть основания сомневаться в противоположной точке зрения, т. е. что сам по себе факт существования железистых кварцитов докембрия отнюдь не является неопровержимым доказательством бескислородности атмосферы во время накопления соответствующих осадков.

3. Можно ли по времени появления древних красноцветных отложений судить о возникновении кислородной атмосферы?

Под красноцветными, или пестроцветными, понимаются терригенно-карбонатные или терригенные, как правило континентальные, отложения характерного ритмичного строения. Слои обломочных пород, окрашенных в красные цвета, чередуются в них со слоями серых карбонатных и пестрых мергелистых отложений. Количество органического вещества в красноцветных слоях невелико и недостаточно, чтобы компенсировать избыток трехвалентного железа. Именно поэтому отдельные горизонты пестроцветных формаций сохраняют красную окраску.

Пестроцветные формации весьма специфичны и отвечают вполне определенным этапам геологической истории. Их постоянно выделяют в разрезах орогенной стадии развития геосинклинальных складчатых систем фанерозоя.

В разрезах осадочных толщ докембрия отложения, сохранившие первичные красноцветные окраски, достаточно редки. Дело в том, что при глубоком эпигенезе и тем более при метаморфизме происходило восстановление окисленных соединений железа и породы теряли свою прежнюю красную окраску, становились сероцветными. Сохранение красноцветных окрасок в условиях регионального метаморфизма — вообще случай чрезвычайно маловероятный, и только тщательный литолого-фациальный анализ, сопровождаемый выяснением тектонических условий седиментации, позволяет иногда определить формационную принадлежность бывших пестроцветных отложений, подвергшихся относительно слабому (фации зеленых сланцев) метаморфизму и сохранивших текстурные особенности исходных отложений. Так, например, потребовались усилия многих геологов, в том числе и одного из авторов, чтобы обосновать принадлежность удоканской серии нижнего протерозоя Восточной Сибири к древней пестроцветной формации (Лейтес, 1965).

Совсем недавно считалось, что пестроцветные отложения образовывались только в фанерозое. Сегодня удоканские отложения с возрастом более 2,2—2,4 млрд. лет и, по-видимому, одновозрастные им отложения формации Рораима (Гвианский щит) позволяют опустить возможную нижнюю границу возникновения пестроцветных формаций. Может быть поставлен вопрос о принадлежности песчаников и конгломератов района Блайнд Ривер на Канадском щите, отложений ятулия на Балтийском щите и Витватерсранда в Южной Африке к древним пестроцветным формациям.

Не исключено выявление и более древних первоначально пестроцветных отложений. Поэтому может быть поставлен вопрос и о вероятности

присутствия пестроцветных формаций среди первично-осадочных компонентов разрезов самого раннего докембрия, подвергшихся глубокому метаморфизму и утративших не только былую пеструю окраску, но и структурные и текстурные особенности исходных пород, полностью изменивших, наконец, свой первоначальный минеральный состав. Было бы наивно ожидать, что породы, испытавшие столь глубокие преобразования, сохранили цвет первоначального осадка. Между тем есть все основания предполагать, что реликты соленосных накоплений, сочетающиеся в разрезах архейских толщ Алданского щита с массовым появлением доломитов (Виноградов и др., 1975, 1976), указывают на возможность былого существования красноцветных отложений — этих действительно, как справедливо заметил Ю. П. Казанский (1978), чутких индикаторов заметных количеств свободного кислорода в атмосфере — уже в самом раннем докембрии.

Любопытно, наконец, что возраст наиболее древних толщ, принадлежность которых к пестроцветным формациям не вызывает сомнений ни у нас, ни у Ю. П. Казанского (1978), таких, например, как удоканская серия и формация Рораима, оценивается либо древнее 2,2—2,4 млрд. лет, либо, скажем осторожнее, укладывается в интервал от 2,2 до 2,5 млрд. лет. Этот возраст неплохо согласуется и с датировками значительной части докембрийских железорудных серий в интервале от 1,9 до 2,5 млрд. лет («Докембрийские железорудные формации мира», 1975), и с датировками ураноносных конгломератов Витватерсранда, попадающих в возрастные рамки от 2,2—2,3 до 2,8 млрд. лет (Салоп, 1977).

Итак, мы рассмотрели главные аргументы гипотезы бескислородной атмосферы в раннем докембрии. Едва ли их можно считать бесспорными. Вот почему, получив факты иного плана, мы сочли возможным высказать предположение о более древнем времени становления кислородной атмосферы Земли, чем это обычно считалось (Виноградов и др., 1976). Следовало ожидать, что наш оппонент (Казанский, 1978), не будучи удовлетворенным этим выводом, укажет на противоречия и неопределенности, прямо относящиеся к изотопным и другим фактическим данным, а также к теоретическим допущениям, которые были приведены в упомянутой статье и послужили основой сделанных нами выводов. Ю. П. Казанский этого не сделал, и нам, по-видимому, надо самим указать на некоторые допущения, принятые при оценке аналитических данных.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФАТНОЙ СЕРЫ КАК КРИТЕРИЙ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В основе наших рассуждений лежат две главные посылки. Первая состоит в том, что изотопный состав серы современного океана есть функция динамического круговорота серы в системе материк — океан. В число параметров, определяющих круговорот, входят активность биомассы планеты и состав атмосферы (подробнее об этом см. Виноградов, 1973, 1975). Стоит только не согласиться с этой посылкой, и повода для дискуссии не остается. Согласившись же с ней, придется проследить дальше цепочку логических, как нам кажется, суждений.

Если параметры круговорота серы сохраняются во времени, то сохранится и изотопный состав серы океанического сульфата. Как определить изотопный состав серы древних горных пород? Это можно сделать по эвапоритовым отложениям. Правда, далеко не всегда эти отложения сохраняют изотопный состав серы солеродного бассейна. В ходе эпигенетических процессов восстановления сульфатов в них происходит утяжеление изотопного состава серы, и нужны специальные исследования, чтобы обнаружить наименее измененные или неизмененные части

сульфатного разреза. Вот почему по древним сульфатам всегда получается некоторый спектр значений изотопного состава серы.

Очень показательны в этом отношении кембрийские сульфаты Сибирской платформы, регионально утяжеленные по изотопному составу серы вплоть до значений $\delta^{34}\text{S} + 50\text{‰}$. Только трудоемкая целенаправленная работа позволила выяснить исходный изотопный состав серы в них (Виноградов, Пустильников, 1977). Однако само по себе наличие сульфатов с таким обогащением тяжелым изотопом служит неопровержимым доказательством первично-осадочного происхождения этих сульфатов и их участия в эпигенетических процессах восстановления. Показателем таких процессов является и утяжеленный (относительно среднего состава серы Земли) состав серы сульфидов, парагенных с сульфатами.

Все эти рассуждения хорошо применимы для фанерозойских образований. Однако считается, что в разрезах докембрия, особенно раннего докембрия, эвапоритовые отложения отсутствуют. Принято думать, что их либо просто не было в связи со специфическими условиями седиментации, либо все признаки былого присутствия эвапоритов среди первично-осадочных компонентов раннего докембрия утрачены при метаморфизме. Авторы придерживаются второй точки зрения и предприняли попытку найти следы былого присутствия эвапоритовых отложений в разрезах метаморфических толщ раннего докембрия. Соответственно второй главной посылкой является утверждение о том, что проявления сульфатоносности, обнаруживаемые в глубоко метаморфизованных породах докембрия (Виноградов и др., 1976), имеют первично-осадочное происхождение.

Перечислим основные положения, которые позволяют считать первично-осадочными обнаруженные нами сульфаты.

1. Метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций идет в восстановительной обстановке. Сохранение сульфата в физико-химических условиях образования минеральных парагенезисов этих фаций метаморфизма крайне мало вероятно. Если он все же сохраняется, то исходные количества сульфата были, по-видимому, очень большими. Можно предположить, следовательно, что первоначальные отложения были соленосными. Таким образом, искать реликты эвапоритов раннего докембрия следует, по всей очевидности, в толщах метаморфизованных осадочных пород, и прежде всего карбонатных пород, так как наиболее вероятно парагенетическая ассоциация соленосных отложений именно с карбонатными толщами, сравнительно устойчиво сохраняющими свой состав при метаморфизме.

2. В толщах карбонатных пород (доломитов) Южного Прибайкалья, Юго-Западного Памира, Алданского кристаллического массива и зоны Гренвилль Канадского щита обнаружены горизонты сульфатсодержащих карбонатов. Изотопный состав серы оказывается в них близким к среднему для серы фанерозойских сульфатов или более тяжелым.

3. Утяжеление первично-осадочных сульфатов может быть вызвано вторичными процессами их восстановления. В этом случае должна образовываться и сульфидная сера, в той или иной мере утяжеленная относительно среднего состава серы Земли. Во всех обследованных районах сульфидная сера действительно имеет утяжеленный изотопный состав.

4. Сульфатная сера осадочных пород при их метаморфизме могла участвовать в формировании новообразованных метаморфических и метасоматических минералов, кристаллическая структура которых допускает вхождение сульфат-иона в решетку. Естественно ожидать, что изотопный состав серы в составе этих минералов (апатит, скаполит) будет таким же, как и в карбонатах из горизонтов мраморов. Во всех обследованных случаях это ожидание оправдалось.

5. В некоторых случаях в толщах метаморфизованных осадочных пород удается обнаружить самостоятельные сульфатные минералы. Можно думать, что изотопный состав серы этих сульфатов будет таким же, как и состав серы сульфат-иона минералов, входящих в состав парагенетических ассоциаций пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. Находки ангидрита и барита в породах федоровской свиты иенгурской серии архея Алданского щита и изотопный состав серы этих минералов подтверждают такое предположение.

6. Обоснованию осадочной природы барита в отложениях системы Свазиленд наш коллега и соавтор Т. О. Реймер посвятил специальные работы.

Мы перечислили несколько положений, которые позволяют отстаивать второй постулат. Не приняв его, мы снова теряем повод для дискуссии; приняв, придется признать нашу правоту относительно становления кислородной атмосферы уже во время отложения осадочных компонентов иенгурской серии Алданского щита и системы Свазиленд Южной Африки.

Значит ли это, что мы можем точно определить процентное содержание кислорода в атмосфере архейского времени? Конечно, нет. Речь идет лишь о качественной стороне дела, и когда мы говорим о кислородной атмосфере, то имеем в виду такое количество кислорода в атмосфере, которое соизмеримо с современным по влиянию на круговорот серы в системе материк — океан. Вместе с тем для геохронологического интервала, охватывающего время древнее 2,0 млрд. лет, мы знаем сейчас пять районов специальных наблюдений и исследования изотопии серы (Алданский кристаллический массив, район Слюдянки в Южном Прибайкалье, Юго-Западный Памир, пояс Барбертон в Южной Африке и зона Гренвилль Канадского щита). Однако толщи первично-осадочных пород докембрия этих пяти районов трудно коррелировать по возрасту осадконакопления. Впереди предстоит большая работа по заполнению этого геохронологического интервала новыми изотопными данными.

Мы считаем, однако, большой удачей то, что удалось обнаружить первичный, как мы полагаем, сульфат Мирового океана, что соответствует нижнему пределу времени накопления заметных количеств свободного кислорода в атмосфере, причем этот геохронологический рубеж обнаружен на двух разных материках. Возрастная оценка этого рубежа превышает 3,0—3,5 млрд. лет и, по всей вероятности, приближается к 4,0 млрд. лет.

Указанные даты вызвали особые нарекания Ю. П. Казанского (1978), который, опираясь на рубидий-стронциевые изохронные датировки филлитизированных глинистых сланцев серии Фиг-Три около 3,0 млрд. лет (Allsopp et al., 1968), приведенные Б. Ф. Виндли в беглом обзоре эволюции земной коры в докембрии (Windley, 1973), считает, что наша оценка возраста седиментации серии Фиг-Три (более 3,5 млрд. лет) неверна.

Мы вынуждены напомнить, что методами радиологической геохронологии метаморфических горных пород можно датировать лишь этапы последних сильных метаморфических воздействий. Поэтому полученные значения возраста дают в лучшем случае возможный верхний предел времени последнего метаморфизма. Вообще использование радиологических датировок — дело достаточно деликатное и требует большой осторожности, особенно когда речь идет о чужом материале.

В частности, время последнего метаморфизма пород серии Фиг-Три, ссылаясь на те же данные Г. Олсоппа и его соавторов (Allsopp et al., 1968), действительно иногда определяют сейчас в 3,0 млрд. лет (Салоп, 1977), а это значит, что накопление отложений серии Фиг-Три происходило заведомо раньше. Следует учесть также, что между накоплением

серий Онвервахт и Фиг-Три нет перерыва, а по породам серии Онвервахт рубидий-стронциевым изохронным методом получены возраста около 3,5 млрд. лет (Jahn, Shih, 1974). Отметим также, что по галениту из жил, просекающих отложения Фиг-Три, определен возраст 3,46 млрд. лет (Ulrych et al., 1967), а рубидий-стронциевые датировки интрузивных гранитоидов, воздействующих на отложения серии Фиг-Три, располагаются в интервале от 3,0 до 3,4 млрд. лет (Allsopp et al., 1968). Все это убеждает в том, что время накопления исходных толщ серий Онвервахт и Фиг-Три системы Свазиленд Южной Африки превышает 3,5 млрд. лет.

Для пород архейских серий Алданского щита верхний предел возраста регионального метаморфизма гранулитовой фации при массовых калий-аргоновых датировках около 2,0 млрд. лет оценивался в 3,0—3,3 млрд. лет. Сейчас появились основания думать, что реальное время метаморфизма гранулитовой фации приближается здесь к 4,0 млрд. лет (Виноградов, Смелов, Лицарев, 1976). Эта новая оценка нуждается, конечно, в дополнительном подтверждении, но в любом случае не входит в противоречие с нашей интерпретацией данных по возрасту и изотопному составу серы в толщах раннего докембрия Восточной Сибири и Южной Африки (Виноградов, Реймер и др., 1976).

Не принимая поэтому упрек Ю. П. Казанского в неточности возрастных привязок, мы считаем, что наиболее точно и правильно было бы говорить о существовании кислородной атмосферы уже во время накопления осадков федоровской свиты иенгрской серии архея Алданского щита и серии Фиг-Три системы Свазиленд Южной Африки и становлении кислородной атмосферы незадолго до этого времени — возможно, во время накопления осадков верхнеалданской свиты иенгрской серии и серии Онвервахт системы Свазиленд. Это время, судя по результатам многочисленных радиогеохронологических датировок, было раньше, чем 3,0—3,5 млрд. лет назад, а возможно, и еще раньше — до 4,0 млрд. лет назад.

В заключение авторы хотели бы выразить признательность Ю. П. Казанскому, замечания которого (Казанский, 1978) стимулировали их еще раз подвергнуть сомнению традиционную концепцию и подготовить эту статью.

ЛИТЕРАТУРА

- Беззубов А. И., Бывших Ю. И., Дементьев П. К., Кисляков Я. М., Ковалев Л. В., Котляр В. Н., Круглова В. Г., Рудницкая Л. С., Цирульников В. М. Уран в древних конгломератах. М., Гос. изд-во по атомной науке и технике, 1963.
- Виноградов В. И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. — В кн.: *Очерки геохимии отдельных элементов*. М., «Наука», 1973.
- Виноградов В. И. Сколько лет океану? — *Природа*, 1975, № 12.
- Виноградов В. И., Егин В. И., Кичигин Л. Н., Кузьмина Е. А., Лейтес А. М., Смелов С. Б., Энтин А. Р. Значение литологического фактора контроля апатитонности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы). — *Литол. и полезн. ископ.*, 1975, № 5.
- Виноградов В. И., Пустильников А. М. Изотопный состав серы в кембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы. — В кн.: *Проблемы соленаккумуляции*, т. 2. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. — *Литол. и полезн. ископ.*, 1976, № 4.
- Виноградов В. И., Смелов С. Б., Лицарев М. А. Древний K-Ar возраст пород желтулинской серии алданского архея. — *Докл. АН СССР*, 1976, т. 230, № 1.
- Докембрийские железорудные формации мира. М., «Мир», 1975.
- Казанский Ю. П. Замечания к статье В. И. Виноградова, Т. О. Реймера, А. М. Лейтеса и С. Б. Смелова «Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли». — *Литол. и полезн. ископ.*, 1978, № 1.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965.

- Лейтес А. М., Миллер А. Д., Александрова Л. Б. Содержания рения в архейских толщах Алданского щита — возможный показатель условий осадконакопления в раннем докембрии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4.
- Мак-Келви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966.
- Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Салон Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., «Недра», 1977.
- Allsopp H. L., Ulrych T. J., Nicolaysen L. O. Dating some significant events in the history of the Swaziland System by the Rb—Sr isochron method.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, No. 3, pt. 2.
- Jahn B.-M., Shih C.-Y. On the age of the Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa.— Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, No. 6.
- Ulrych T. J., Burger A., Nicolaysen L. O. Least radiogenic terrestrial leads.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, v. 2, No. 3.
- Windley B. F. Crustal development in the Precambrian.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. Math. and Phys. Sci., 1973, v. 273, No. 1235.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
1.II.1978

УДК 553.99.068.56

ЯНТАРНЫЕ РОССЫПИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

В. С. ТРОФИМОВ

Различают следующие группы янтаря: 1) первичного янтаря — янтаря коренных месторождений, подвергшегося *in situ* процессам фоссилизации; 2) эпигенезированного (вторичного) янтаря из морских россypей с глауконитом, испытавшего влияние существующей в этих россypях щелочной среды; 3) метаморфизованного янтаря, возникшего при метаморфизме коренных и россypных месторождений янтаря. Наиболее интересными в промышленном отношении являются морские и прибрежно-морские россypы янтаря от мелового до современного возраста. Морские россypы мелового возраста встречены в Азербайджане, Нагорном Карабахе, в Хатангской впадине и на Аравийском полуострове. Морские россypы эоцен-олигоценового возраста известны в Южной Швеции, ФРГ, ГДР, Польше, Украине, Белоруссии, Прибалтике, Бирме, Румынии, Мексике и т. д. Миоценовые морские россypы известны лишь в Польше и на Украине, а литоринового моря — лишь в ГДР и Прибалтике. Современные прибрежно-морские россypы распространены на побережье Балтийского, Белого, Баренцова, Карского, Восточно-Сибирского, Охотского и др. морей в СССР. За рубежом они известны на побережье о. Сицилия, на побережье Аляски и прилегающих к ней островов и в ряде других мест.

ВВЕДЕНИЕ

Под термином «янтарь» объединяются все ископаемые смолы вне зависимости от их происхождения, состава, строения, свойств и т. д., производные тургайской, полтавской и родственных им палеофлор преимущественно мел-эоценового и реже более молодого возраста. Указывается, что образование янтаря в природе является не случайным явлением, а обусловлено ходом эволюции растительного покрова земного шара, начиная с древнейших времен и кончая современным периодом.

Подобный объединенный термин «янтарь» существует с древнейших времен, когда янтаре́м называли балтийские, сирийские, хозарские, бирманские и другие ископаемые смолы мел-эоценового возраста. Этот термин широко распространен и в настоящее время как у нас, так и за рубежом. Так, в СССР янтаре́м называют ископаемые смолы восточного побережья Сахалина (Жижин, 1977), арктических областей (Юшкин, 1973), северо-западного побережья Аральского моря (Великий, 1975), из месторождений серы Прикарпатья (Сребродольский, 1974), Югорского шара (Юшкин и Сергеева, 1974), из русла р. Пинеги (Балдина, 1971), из Казахстана (Афанасьев, 1938), с правобережья рек Хеты и Хатанги (Савкевич и Попкова, 1973) и мн. др.

Не меньшим распространением подобный объединенный термин «янтарь» пользуется и за рубежом. Под этим термином описаны ископаемые смолы Мексики (Buddhue, 1935), Доминиканской республики (Sanderson, Fagg, 1960), Бирмы (Cockerell, 1922), штата Канзас в США (Schoewe, 1942) и т. д.

Свойства янтаря изучены весьма слабо, до сего времени не установлены даже роды и виды растительности, производящие янтарь, несмотря на то, что растительное его происхождение выяснено еще М. В. Ломоносовым и является наиболее характерной его чертой. Весьма слабо изучен также и процесс фоссилизации ископаемых смол, ответственный за все разнообразие встречающихся в природе видов янтаря.

Существующая терминология янтаря мало обоснована. Она устарела, поскольку была предложена еще в XVIII и XIX вв. и после этого ни разу не подвергалась ревизии. Эта терминология весьма громоздкая, что затрудняет ее применение, не допускает сравнения отдельных анализов янтаря между собой, является малопонятной для широких масс геологов и нуждается в коренной переработке с учетом всех новых данных.

Впредь до этой переработки с учетом основных характеристик янтаря (растительное происхождение и исключительная изменчивость свойств янтаря при процессах фоссилизации и пр.) и геологической обстановки распространения в природе можно предложить следующее разделение его на группы: а) группа первичного янтаря, встречающаяся в коренных месторождениях и подвергшаяся *in situ* процессам фоссилизации, б) группа эпигенезированного (вторичного) янтаря из россыпей, содержащих глауконит. В результате щелочной обстановки, существующей в этих россыпях, свойства первичного янтаря несколько изменились (появление свободной янтарной кислоты, серы, уменьшение хрупкости и т. п.); в) группа метаморфизованного янтаря, возникающая за счет метаморфизма первичных и вторичных месторождений янтаря, сопровождающегося также изменением некоторых свойств (окраски, строения и т. п.).

Основным источником добычи янтаря являются россыпи. Благодаря невысокой плотности янтаря (около 1), значительной пористости, плоской форме и т. д. янтарь обладает повышенной плавучестью, в результате чего наибольшие его концентрации встречаются в морских и прибрежно-морских россыпях, возраст которых простирается от мелового периода до наших дней. Ниже впервые приводится описание этих россыпей.

РОССЫПИ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Россыпи этого возраста известны в Азербайджане, в Хатангской и других впадинах Северной Сибири, на Аравийском полуострове и в ряде других мест.

В Азербайджане, в области Агджарского прогиба, в аптское время существовал узкий морской, по-видимому опресненный, залив (без глауконита), врезанный в Муровдагское поднятие (Осколков, 1938). По берегам этого залива распространены мелководно-дельтовые отложения сеноманского возраста, содержащие остатки обугленной древесины, указывающие на существование в этом периоде тропической растительности.

Сеноман представлен песчанистыми глинами и песчаниками с пропластками гравелита мощностью 0,35—1,0 м при общей мощности всей толщи около 200 м. В ней имеется четыре обогащенных янтарем пропластка. Вся толща сеномана сильно дислоцирована и собрана в складки с углами падения 40—60°. Янтарь желтый, оранжево-желтый и восковидно-белый. Встречается он отдельными скоплениями и мелкими зернами. Содержание его в породе колеблется от 0,25 до 1,25 кг/м³. Элементарный состав янтаря (%): С=76,24, Н=10,31, О=13,25. Он, по-видимому, несколько изменен процессами метаморфизма.

Кроме того, в Нагорном Карабахе имеется Лачинское месторождение янтаря также в песчано-глинистых отложениях сеномана.

В Хатангской и в соседних с ней впадинах янтарь встречен в огневской (апт — альб?), бегичевской (альб — сеноман), ледяной (турон — коньяк?) и хетской (коньяк — нижний сантон?) свитах (Трофимов, 1974).

К началу хетского времени море, покрывавшее всю северную оконечность Сибири, стало более мелководным и началось отложение песчано-алевритовой толщи, частично в обмелевших лагунах, а частично в прибрежной аллювиальной равнине. В это время по берегам рек росли богатые хвойные леса, состоящие преимущественно из таксодиевых, кипарисовых и сосновых представителей, которые, по-видимому, являлись производителями янтаря.

В верхнем сантоне новая морская трансгрессия распространилась на юго-западную часть Хатангской впадины, где возник морской залив, просуществовавший до маастрихского века. Накопление янтаря в Хатангской впадине закончилось в верхнем сантоне.

Меловые отложения Хатангской впадины содержат мощные пласты каменных и бурых углей, янтарь и фосфориты. Янтарь приурочен к пескам, переслаивающимся с глинами и алевритами и содержащим ряд угольных пластов. В пределах Хатангской впадины имеется ряд янтарь-содержащих участков. На участке Янтардах в отложениях хетской свиты содержание янтаря местами достигает $10\text{--}12 \text{ кг/м}^3$. На этом участке преобладают прозрачные разности янтаря желтого и красноватого цвета. Об элементарном составе хатангского янтаря можно судить по следующим анализам (%):

I. C = 80,83, H = 11,66, N + O = 7,04, S = 0,52;
II. C = 81,76, H = 11,09, N + O = 6,66, S = 0,49.

Хатангский янтарь относится к янтарю 1-й (начальной) стадии фоссилизации. Он не содержит свободной янтарной кислоты, поскольку в отложениях хетской свиты глауконит отсутствует.

Таблица 1

Элементарный состав янтарей Аравийского полуострова

Название местности	C	H	O/N + S
Южный Ливан	80,25	10,28	9,49
То же	82,60	10,70	6,70
Гора Хермон	81,90	10,20	8,40
Хребет Нафтали, Северный Израиль	81,20	10,10	8,70
Площадь Кокхав, Южный »	80,90	10,10	9,00
Площадь Барбоор » »	81,20	10,20	8,60

На Аравийском полуострове морские меловые янтарные россыпи известны в Сирии, Ливане и Израиле (Трофимов, 1974; Nissenbaum, 1975). В древности янтарь Аравийского полуострова был известен под именем сирийского. В Ливане морские россыпи янтаря были встречены вблизи Саида. Возраст ливанского янтаря определяется находками его в бурых углях сеноманского возраста.

В Израиле янтарь встречен в четырех районах: на южном склоне горы Хермон, на восточном склоне хребта Нафтали, в северной части страны, на площади Кокхав и на площади Барбоор, в южной ее части. Янтарь приурочен к песчаникам и сланцам нижнемелового возраста, которые распространены в литоральной зоне моря в морских лагунах и речных эстуариях. В этих отложениях янтарь встречается в форме капель и скоплений размером от нескольких мм до нескольких см.

В Ливане и Северном Израиле цвет янтаря изменяется от оранжевого до желто-зеленого и коричневого. Янтарная кислота практически отсутствует. Янтарь плавится при $345\text{--}365^\circ\text{C}$ с сильным разложением.

Об элементарном составе янтаря Аравийского полуострова можно судить по следующим данным (табл. 1).

Янтарь Аравийского полуострова находится на 1-й (начальной) стадии фоссилизации, которая характеризуется высоким содержанием углерода (содержание золы ничтожное), что, возможно, является следствием того, что процессы фоссилизации янтаря продолжались сравнительно недолго, и подобный меловой янтарь вскоре после своего образования был размыт и переотложен в россыпях, в которых процессы фоссилизации, по-видимому, не имели места.

МОРСКИЕ РОССЫПИ ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Россыпи этого возраста и происхождения широко распространены в Швеции, ФРГ, ГДР, Польше, СССР и в ряде других мест. Они являются основным источником добычи янтаря. Россыпи этих стран приурочены к морскому проливу, соединявшему район современного Балтийского моря с районом современного Черного (Трофимов, 1974). Этот пролив возник в результате морской трансгрессии в эоцене. Он выполнен (снизу вверх) следующими отложениями (Каплан и др., 1977):

Алкская свита (верхний эоцен). Она делится на три части: нижнюю «дикую землю», среднюю нижнюю «голубую землю» и верхнюю «нижний плавун». Нижняя «голубая земля» сложена песками и мелким гравием с прослоями янтарьсодержащего алеврита. Для всей свиты в целом характерна интенсивная сидеритизация, присутствие большого количества глауконита, гальки глин, обломков древесины и отдельных кусков янтаря. Эта свита сопоставляется с нижней частью киевского яруса Украины и Белоруссии.

Выше алкской свиты трансгрессивно залегает прусская свита верхнего эоцена — нижнего олигоцена. В ней выделяются:

«дикая земля», сложенная крупнозернистыми глауконито-кварцевыми песками с комками глин и фосфоритовыми конкрециями;

«голубая земля», представленная песчано-глинистыми и слюдистыми алевритами с большим количеством янтаря;

«верхний плавун», состоящий из средне- и крупнозернистых кварцево-глауконитовых песков с прослоями и линзами гравия и сидеритизированной глины.

В западной части Самбийского полуострова прусская свита перекрыта отложениями «зеленой стены» с базальным слоем, содержащим окатанные куски янтаря, древесины и меловых кремней с прослоями фосфоритов. Возраст «зеленой стены» верхнеолигоценовый. Она сопоставляется с низами харьковского яруса Украины. Палеогеновые отложения перекрыты континентальной бурогоугольной формацией миоцена. В это время на месте пролива существовала заболоченная низменность.

Эоцен-олигоценовые морские россыпи были широко распространены вдоль северного побережья указанного выше пролива, но большая часть их была уничтожена в четвертичное время ледниками, двигавшимися со Скандинавского полуострова. Самой северной точкой, где сохранились подобные россыпи, является район города Кристианстада в Южной Швеции. Далее выходы «голубой земли» известны в районе Берлина, в Польше, на р. Вепш, в районе Любартув в Люблинском воеводстве на глубине 100 м и более и в ряде других мест.

Уникальные россыпи этого возраста известны в Калининградской области на Самбийском полуострове, где имеется их полоса шириной более 1,5—2,0 км и более, продолжающаяся под уровень Балтийского моря (Одесский и др., 1977). Эта полоса оконтурена на четырех участках подводного склона полуострова: на северном побережье в районе г. Светлогорска и Приморья и на западном, в районе с. Янтарное и Покровской бухты.

Эксплуатация морских эоцен-олигоценовых россыпей производилась лишь в районе с. Янтарное, где известны три основных участка, обогащенных янтарем: Пляжевый, Прикарьерный и Зоргенау, которые объединяются под названием Палмникенского месторождения янтара. Мощность янтарьсодержащей «голубой земли» 2—11 м. Она залегает на глубине до 40—50 м ниже уровня моря. Преобладает янтарь крупностью 10 мм. Ежегодная добыча достигает нескольких сотен тонн.

На Украине янтарь приурочен к глауконитсодержащим породам киевского и харьковского ярусов третичной системы (Трофимов, 1977). Киевский ярус на Украине довольно широко распространен и представлен глауконитовыми глинистыми песками, трудно отличимыми от покрывающих и подстилающих их отложений харьковского и бучакского ярусов. Эти пески приурочены в основном к западному борту пролива.

В Белоруссии янтарь в отложениях киевского яруса встречен у Волковыска и в ряде скважин у с. Иваново, у города Драгочин, Кобрина, Турова и др. на глубине 30—80 м.

Среди пород харьковского яруса янтарьсодержащими являются прибрежно-морские глауконитовые пески с прослойками глин, углистых песков с древесными остатками, а иногда с пластами бурых углей и лигнитов (р. Неман у г. Гродно, между Киевом и Каневом, в окрестностях Киева и т. д.).

Янтарь Прибалтики, Украины и Белоруссии по своему характеру близок и представлен эпигенезированным (вторичным) янтарем. Первичный янтарь встречается как исключение.

В Румынии и в прилегающих к ней частях Украины и Польши также известны морские россыпи эоцен-олигоценового возраста, приуроченные к мелководному заливу описанного выше пролива, соединявшего районы Балтийского и Черного морей (Трофимов, 1974). В своей средней части этот залив выполнен карпатскими глауконитсодержащими песчаниками верхнеэоценового возраста с тонкими пропластками глинистого сланца (области Сучава, Яссы, Бакеу и др.). Карпатские песчаники очень напоминают «голубую землю» Самбийского полуострова, но в отличие от нее подверглись процессам складкообразования и метаморфизма, превратившим их местами в кварцитоподобные породы. Янтарь этих пород также представлен эпигенезированным (вторичным) янтарем, который в отличие от балтийского подвергся дополнительным процессам метаморфизма, несколько изменившим его свойства (окраску, структуру и т. д.).

В эоцене Бирмы также существовал мелководный залив, который занимал всю Верхнюю Бирму и был вытянут вдоль долины современной р. Иравади (Cockerell, 1922). Этот залив был выполнен базальными членами серии Иравади, сложенными песчаниками и конгломератами, сланцами и песчаниками, которые местами переслаивались с известняками с фауной кхиртхар (эоцен). Сланцы и песчаники содержат большое количество углистого материала и включения янтара. Приуроченные к этим отложениям морские россыпи с янтарем впоследствии были перекрыты морскими глинами мощностью до 180 м, собраны в складки и подверглись метаморфизму. В общем условия образования янтара в Бирме были близки к условиям образования «голубой земли» Самбийского полуострова в Прибалтике (табл. 2).

Янтарь эоцен-нижнеолигоценовых морских россыпей отличается от янтара мелового возраста меньшим содержанием углерода, что, по-видимому, является следствием более интенсивного проявления процессов фоссилизации (2-я стадия) в связи с более длительным пребыванием янтара в первичных месторождениях, где имеют место эти процессы.

Намечается существование морских олигоценовых россыпей янтара в Северо-Западном Приаралье (Великий, 1975).

Элементарный состав янтарей эоцен-олигоценовых морских россыпей

Название янтarya	Количество анализов	C	H	O	S	Зола
Румынский янтарь	9	78,39	9,89	10,35	0,86	0,52
Балтийский »	29	76,50	9,94	9,09	0,26	—
Киевский »	3	78,73	9,73	10,95	0,21	0,36
Бирманский »	2	80,20	11,02	8,30	0,06	0,30

За рубежом олигоценовые морские россыпи известны в Мексике и в соседних с ней странах. Подобные россыпи в Мексике распространены в центральной ее части в штате Чиапас на р. Хуитанак (Buddhue, 1935), где они приурочены к известковым песчаникам и сланцам, ниже и выше которых располагаются слои, обогащенные янтарем. Возраст этих пород — верхний олигоцен.

МОРСКИЕ РОССЫПИ МИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Россыпи этого возраста приурочены к Прикарпатской сероносной провинции, вытянутой вдоль юго-западного края Русской платформы на расстояние до 500 км (Сребродольский, 1976). Янтарь известен в Немировском, Язовском, Раздол-Обертинском, Поддороженском и Речичанском месторождениях серы на Украине и в Свошовицком, Тарнобжегском и др. в Польше. Янтарь встречен не только в сероносных гипскарбонатных породах, но и в надрудных глауконитовых песчаниках и

Таблица 3

Элементарный состав янтарей серных месторождений

Месторождение	Цвет янтarya	C	H	O+N
Раздольское	Желто-белый	78,08	9,99	11,93
»	Желто-бурый	75,29	9,60	15,11
»	Желтовато-белый	78,29	10,39	11,32
Язовское	Бесцветный	80,89	11,02	8,09
»	Коричнево-желтый	78,56	10,56	10,88
»	»	76,24	10,67	13,09
Немировское	Желто-бурый	77,92	11,44	10,64
»	Бледно-желтый	77,96	10,44	11,64
Поддороженское	Белый с красноватым оттенком	79,63	9,55	10,32
Речичанское	Серовато-белый	79,10	10,62	10,28

глинах верхнетортонского возраста. Янтарь встречается отдельными кусками весом до 60 г. Форма кусков округло-окатанная, угловатая и реже плоская, структура натечная. Многие образцы трещиноватые и разбиты сериями изогнутых трещин. Встречается янтарь бесцветный, серовато-белый, коричневато-желтый, желтый, кремовый, темно-бурый и т. д. Преобладают непрозрачные разновидности, часто содержащие повышенный процент серы; так, язовский янтарь содержит до 3,2% серы, поддороженский — до 5,7% и т. д. О составе янтarya из серных месторождений можно судить по табл. 3.

Данных о содержании свободной янтарной кислоты не имеется, но она весьма вероятна в связи с предполагаемым происхождением янтarya миоценовых россыпей за счет размыва эоцен-олигоценовых россыпей, выходы которых имеются по обоим краям сероносной провинции. За подобное происхождение янтarya сероносной провинции говорит и его элементарный состав, весьма близкий к составу янтarya эоцен-олигоценовых морских россыпей.

Литориновое море существовало 5500—2000 лет до н. э. на месте современного Балтийского моря. Прибрежно-морские россыпи янтаря этого времени прослежены почти непрерывной полосой от Ютландского полуострова до г. Клайпеды.

В районе Гданьска в 1972—1973 гг. обнаружены богатые концентрации янтаря в зоне береговых пляжей, сложенных голоценовыми отложениями, залегающими на плейстоценовых (Listkowski, Larowski, 1975). Концентрации янтаря приурочены к литориновым пескам с тонкими прослоями торфа общей мощностью до 8 м. Содержание янтаря достигает 2597 г/м³. Подобные отложения были встречены и на правом берегу р. Вислы, где проходила древняя береговая линия.

Вдоль Балтийского моря эти отложения протягиваются от Гданьска по Балтийской косе до Куршской косы и Клайпеды полосой шириной 0,4—3,8 км, имеют мощность до 8 м и залегают на глубине 4—15 м. С 1860 по 1899 г. участок Куршской косы между поселками Юодкранте и Прейла разрабатывался на янтарь. Содержание янтаря было 0,2 кг/м³. Ежегодная добыча достигала 85 т (Катинас, 1971).

Янтарь из отложений литоринового моря имеет своим источником более древние россыпи, главным образом эоцен-олигоценовые, а поэтому он не отличается от балтийского янтаря более древних отложений.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ

Россыпи этого возраста весьма широко распространены, но отличаются весьма небольшими размерами. Они известны:

1. На побережье Балтийского моря в пределах Литвы, Латвии и Калининградской области (Трофимов, 1974). Эоцен-олигоценовые россыпи залегают ниже уровня моря и обнажаются на подводных его склонах. Во время сильных штормов пласты этих россыпей подвергаются размыву, а заключенный в них янтарь всплывает и разносится волнами вдоль побережья на большие расстояния вплоть до Англии. Наибольшим распространением возникающие подобным образом прибрежно-морские россыпи пользуются в районе между Палангой и Светлогорском, в районе Лиепай, Вентспилса, на побережье Рижского залива в районе Юрмалы, на южном побережье о. Эзель вблизи Аренсбурга и в ряде других мест. О количестве поступающего на побережье янтаря во время штормов можно судить по следующим данным: в 1862 г. после сильного шторма в районе с. Янтарное за одни сутки было выброшено около 2 т янтаря. В 1914 г. в районе северо-восточнее с. Янтарное за один день было выброшено морем 870 кг янтаря. В Польше, Латвии и Литве на базе выбрасываемого морем янтаря существует местная кустарная промышленность по его обработке.

2. На побережье Белого и Баренцева морей (Мальков, 1970; Юшкин, 1973) находки янтаря известны в Архангельской области в устье р. Кабальницы, в районе Мезенской губы в устьях рек Мезени, Яжмы, Чижи и др., в районе Чешской губы у мысов Святой нос и Большой Румянистый, в устьях рек Васькиной и Индиги, на западном и северном берегах полуострова Канин (Канин Нос), в районе Печорской губы, на Югорском побережье у Хайнудырской губы и на западном берегу Новой Земли. Янтарь выносятся на побережье реками из внутренних частей материка.

3. На побережье Карского моря (Юшкин, 1973) янтарь известен у Югорского полуострова, залива Морозова, Обской губы (Ямальское и Тыданское побережье), на Юрацком берегу между устьями Оби и Енисея, на побережье Таймырского полуострова и в ряде других мест.

4. Отдельные находки янтаря известны на побережье моря Лаптевых — устье рек Яны и Хатанги, на побережье Восточной Чукотки (Крюков, 1977), на о. Новая Сибирь, на побережье Анадырского залива и т. д.

5. На побережье Охотского моря находки янтаря известны на западе Камчатки, в районе залива Шелихова и Пенжинской губы, начиная от устья р. Тигиль и далее к северу, на западном побережье губы в районе Гижига и мыса Тайгонос, на восточном побережье Сахалина (Жижин, 1977), в Татарском проливе и на побережье бухты Иннокентия.

Столь широкое распространение янтаря на арктическом побережье СССР указывает на существование в Сибири и на Дальнем Востоке обширной янтареносной провинции. Однако, учитывая существующие на арктическом побережье климатические условия, надежд на встречу крупных современных морских и прибрежно-морских россыпей не имеется.

За рубежом современные прибрежно-морские россыпи тоже широко распространены (Трофимов, 1974). Они известны на побережье о. Сицилия (Турраново, Поццуоли и вблизи вулкана Этна). Сицилийский янтарь транспортируется волнами и морскими течениями в Италию на побережье Реггио и Мессины, на Липарские острова, в окрестности Сиракуз и Таормина.

В Северной Америке янтарь находят на побережье Алеутских островов, на Аляске на мысе Барроу, в дельте р. Юкон, залива Смита и в ряде других мест.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Б. Л. Янтарь из Казахстана. — Разведка недр, 1938, № 7.
Балдина В. Н. Янтарь из русла р. Пинеги. — Природа, 1975, № 2.
Великий Н. М. Находки янтаря на северо-западном берегу Аральского моря. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5.
Жижин Л. Д. Современные прибрежно-морские россыпи янтаря на восточном побережье Сахалина. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
Каплан А. А., Григалис А. А., Стрельникова Н. И., Гликман Л. С. Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики. — Сов. геология, 1977, № 4.
Катинас В. Перспективы янтареносности северной части залива Куршю-Марес. — Тр. Литовск. НИГРИ, 1971, вып. 18.
Крюков Ю. В. О янтаре Восточной Чукотки. — Матер. по геол. и полезн. ископ. ССР, вып. 23. Магадан, 1977.
Мальков Б. А. Янтарь на восточном побережье Чешской губы. — Изв. Коми фил. Геогр. о-ва ОССР, 1970, т. 11, № 3 (18).
Одесский Н. А., Каменецкая Э. Л., Гуревич Г. И. Особенности строения «голубой земли» в связи с прогнозированием промышленных залежей янтаря. — Сов. геология, 1977, № 2.
Осколков В. Л. Копалы и их применение. — Разведка недр, 1938, № 8—9.
Савкевич С. С., Попкова Т. Н. Новые данные о янтаре рек Хеты и Хатанги. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 2.
Трофимов В. С. Янтарь. М., «Недра», 1974.
Трофимов В. С. Древние россыпи янтаря Прибалтики и Украины. — Тр. Всес. совещ. по россыпям. Киев, 1977, т. 1.
Сребродольский Б. И. Янтареносность верхнетортонских отложений Предкарпатья. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2.
Юшкин Н. П. Янтарь арктических областей. Сыктывкар, Коми фил. АН СССР, 1973, вып. 7.
Buddhue J. D. Mexican amber. — Rock and Mineral, 1935, No. 10.
Cockerell T. D. A. Fossiles in Burmese amber. — Nature, 1922, No. 2.
Listkowski W., Larowski L. Wyniki badan zloz Bursztynu w okalicach Gdanski. — Przegl. Geol., 1975, No. 8.
Nissenbaum A. Lower cretaceous amber from Israel. — Naturwissenschaften, 1975, v. 62, No. 7.
Sanderson M. W., Farr T. H. Amber with insect and plant inclusion from the Dominican Republic. — Science, 1960, v. 131, No. 3409.
Schoewe W. H. Kansas amber. — Kans. Stat. Acad. Sci. Trans., 1942, v. 45.

УДК 549.903.12 : 551.312.3 : 551.482.2

К ТЕОРИИ ПРОЦЕССА НАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЕСЧАНЫХ ОСАДКАХ РАВНИННЫХ РЕК

Б. М. ОСОВЕЦКИЙ

Предложена понятийная модель процесса накопления тяжелых минералов в песках равнинных рек, основанная на принципе гидравлической эквивалентности с учетом его методической доработки. Модель использована при изучении аллювиальных песков рек Печоры, Вятки, Камы и Онеги. Сформулирован принцип гидравлической эквивалентности для речных песков. Рассмотрен ряд следствий из этого принципа, имеющих важное теоретическое и практическое значение.

Накопление тяжелых минералов в речных осадках в наиболее общем виде объясняется теорией (принципом) гидравлической эквивалентности. Согласно этой теории, в осадок одновременно будут отлагаться частицы легких и тяжелых минералов, имеющие одинаковую скорость падения в воде (гидравлическую крупность). Принцип гидравлической эквивалентности впервые обосновал В. Рубей (Rubey, 1933), а Г. Риттенхауз (Rittenhouse, 1943) подтвердил его соблюдение для хорошо сортированных песков р. Рио-Гранде. Л. Б. Рухин (1947) указал на возможность применения теории гидравлической эквивалентности для различения аллювиальных и эоловых отложений.

Однако последующие работы опровергли метод Г. Риттенхауза и существенно сузили область использования методики Л. Б. Рухина. Были выявлены значительные колебания гидравлических соотношений в осадках разных рек. Внимание ученых сосредоточилось на изучении причин отклонений от принципа гидравлической эквивалентности, среди которых были установлены две основные: наследование осадками гранулометрии минералов питающих пород и своеобразие гидродинамических условий накопления тяжелых минералов. В то время как для аллювиальных осадков повсеместно обнаруживались случаи отклонения от принципа гидравлической эквивалентности, хорошо сортированные прибрежно-морские пески достаточно строго подтверждали его. Несомненно, такое различие обусловлено более совершенным механизмом сортировки минералов в прибрежно-морских условиях и несущественным влиянием состава источников питания. Детальный обзор работ по обоснованию и использованию принципа гидравлической эквивалентности для осадочных образований различного генезиса дан в статье Н. Н. Верзилина и Н. С. Окновой (1977).

Целью данной статьи является методическая доработка принципа гидравлической эквивалентности в применении к аллювию. Предлагается понятийная модель процесса накопления тяжелых минералов в речных песках, основанная на принципе гидравлической эквивалентности с учетом его методической доработки, которая была апробирована на ряде природных объектов.

ПОНЯТИЙНАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА НАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В РЕЧНЫХ ПЕСКАХ

1. Песчаная частица выпадает в осадок в том случае, когда ее гидравлическая крупность превышает вертикальную составляющую скорости водного потока. Вместе с частицей тяжелого минерала в осадок будет попадать более крупное зерно легкого, имеющего ту же гидравлическую крупность. Отношение диаметра зерна легкого минерала к диаметру зерна тяжелого, падающего в воде с такой же скоростью, в теории обогащения получило название коэффициента равнопадаемости (e) (Фоменко, 1966):

$$e = \frac{d_{\text{л}}}{d_{\text{т}}}, \quad (1)$$

где $d_{\text{л}}$ и $d_{\text{т}}$ — соответственно диаметры равнопадающих зерен легкого и тяжелого минералов.

В литологических исследованиях принято применять величину, обратную коэффициенту равнопадаемости (Rubey, 1933; Рухин, 1969), которая может быть названа гидравлическим эквивалентом и обозначена w :

$$w = \frac{1}{e} = \frac{d_{\text{т}}}{d_{\text{л}}}. \quad (2)$$

Гидравлический эквивалент представляет собой долю, которую размер зерна тяжелого минерала составляет от размера равнопадающего зерна легкого минерала. Он численно равен диаметру зерна тяжелого минерала (в мм), падающего в воде с такой же скоростью, что и зерно легкого минерала диаметром 1 мм. Гидравлический эквивалент является относительной мерой гидравлической крупности (W) частицы тяжелого минерала.

2. В речном потоке существуют основной и придонный гидродинамические режимы. Последний играет главную роль в образовании осадка (Котков и др., 1970). Основной режим является резко турбулентным, а придонный отличается различными стадиями перехода от турбулентного к ламинарному. Наряду с режимом перемещения водной массы потока различают режим падения частиц в нем. В зависимости от режима падения зерна величина гидравлического эквивалента может быть рассчитана теоретически по разным формулам.

Частицы размером от 0,05—0,15 до 0,5—1 мм переносятся водным потоком сальтацией и имеют переходный от турбулентного к ламинарному режим падения (Гончаров, 1954; Фоменко, 1966; Караушев, 1969; Ибад-Заде, 1974, и др.). Для такого режима гидравлический эквивалент определяется по формуле (Фоменко, 1966):

$$w = \sqrt[3]{\frac{(\gamma_{\text{л}} - 1)^2}{(\gamma_{\text{т}} - 1)^2}}, \quad (3)$$

где $\gamma_{\text{л}}$ и $\gamma_{\text{т}}$ — соответственно плотности легкой и тяжелой частиц.

Частицы размером менее 0,15—0,05 мм переносятся потоком во взвешенном состоянии и выпадают в осадок в соответствии с ламинарным режимом падения, который характеризуется формулой Стокса. Для данного режима гидравлический эквивалент следует рассчитывать по формуле (Фоменко, 1966):

$$w = \frac{\sqrt{\gamma_{\text{л}} - 1}}{\sqrt{\gamma_{\text{т}} - 1}}. \quad (4)$$

Обломки размером более 0,5—1 мм переносятся волочением или перекатыванием по дну. В отличие от более мелких частиц, транспорти-

руемых внутри водного потока, они перемещаются в сплошном слое донных наносов. Выпадение их в осадок лучше всего описать режимом стесненного падения частиц. Некоторой его аналогией является падение частиц в более тяжелых и вязких, чем вода, средах, отсадочных машинах, гидроклассификаторах и т. д. В соответствии с теорией режима стесненного падения гидравлический эквивалент для влекомых обломков следует определять по формуле (Фоменко, 1966):

$$\omega = \frac{\gamma_n - \Delta}{\gamma_t - \Delta}, \quad (5)$$

где Δ — плотность среды, вмещающей частицу (значения Δ зависят от гранулометрического состава донных наносов, мутности потока, глубины погружения частицы и находятся, по-видимому, в пределах от 1 до 2).

3. Совокупность частиц осадка, переносимых водным потоком определенным способом и характеризующихся соответствующим режимом падения, образует популяцию (Moss, 1962, 1963; Арутюнова, Саркисян, 1969). Популяцию A составляют частицы, переносимые сальтацией. Она обычно преобладает в песчаных осадках равнинных рек (Friedman, 1967). Популяцию B составляют взвешенные частицы, C — влекомые и перекатываемые по дну. Как правило, речной осадок, даже в маломощном слое, состоит из смеси частиц двух или трех популяций и в этом отношении является гетерогенным. Однако изредка встречаются однородные пески, сложенные исключительно частицами популяции A .

Скорость водного потока имеет пульсирующий характер. Отклонения пульсаций скорости от ее среднего значения у дна потока могут достигать почти 50% (Аполлов, 1963), кроме того, постоянно меняется и средняя скорость потока. Поэтому гранулометрический спектр частиц каждой популяции оказывается довольно широким. Распределение частиц в пределах одной популяции соответствует логарифмически нормальному закону. Теоретическое его обоснование для терригенных пород дано А. Н. Колмогоровым (1962). Логнормальный закон распределения частиц популяций был подтвержден многочисленными исследованиями речных осадков (Moss, 1962, 1963; Friedman, 1961, 1967; Visheg, 1969).

4. Наиболее обобщенной гидравлической характеристикой отдельных минералов осадка является их средняя гидравлическая крупность, которая прямо пропорциональна среднему размеру зерен (Ибад-Заде, 1974). Исходя из теории гидравлической эквивалентности, в осадке одновременно будут накапливаться такие совокупности частиц легких и тяжелых минералов, средние гидравлические крупности которых одинаковы. Тогда наблюдаемое в осадке (фактическое) значение гидравлического эквивалента определенного минерала можно найти по формуле:

$$\omega_{\phi} = \frac{Md_{\tau}}{Md_{\lambda}}, \quad (6)$$

где Md_{τ} и Md_{λ} — соответственно средние медианные размеры зерен тяжелого и легкого минералов.

Теоретическое значение гидравлического эквивалента того же минерала для отдельных популяций можно найти по формулам (3), (4), (5), в которые подставляются средние величины плотности его зерен.

5. До сих пор нами принималось, что накопление минералов в осадках определяется только гидродинамикой водного потока и не зависит от других факторов. Это условие можно выполнить на моделях, но оно не соблюдается в природных объектах. Использование предложенной модели может быть осуществлено на основе дробного гранулометрического анализа осадков путем сопоставления теоретических значений

гидравлических эквивалентов (w_*) отдельных минералов в различных популяциях, определяемых по формулам (3), (4), (5), и фактических их значений (w_ϕ), определяемых по формуле (6).

В модели принят ряд упрощений природного процесса. В частности, при расчетах гидравлических эквивалентов не учитываются различия формы и характера поверхности частиц. При изучении древних аллювиальных отложений необходимо исключить влияние вторичных процессов, изменяющих их первоначальную гранулометрию и минеральный состав. Поэтому в некоторых случаях нецелесообразно применять модель без введения специальных поправок (например, когда основную часть тяжелой фракции составляют слюды или аутигенные новообразования).

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным объектом исследования являлись современные песчаные осадки нижнего течения р. Печоры (на участке от устья р. Усы до с. Усть-Цильма), приуроченные к фациям прирусловой отмели, прирусловых валов и приречной поймы. Изучены осадки двух типов. Первый включал пески, основная часть зерен которых накапливалась при постоянных гидродинамических условиях. Пробы в этом случае отбирались из маломощных однородных слоев определенного гранулометрического состава (White, Williams, 1967; Hand, 1967). Такие осадки наиболее близки к гомогенным. Второй тип объединял существенно гетерогенные осадки, представленные серией слоев разного гранулометрического состава, слагающих слои с типичной для рек косой слоистостью. Местами отбора точечных и бороздовых проб весом 0,5—1 кг являлись обнажения высокой поймы, зачистки на прирусловых отмелях и прирусловых валах.

В лабораторных условиях пески подвергнуты подробному гранулометрическому анализу (навеска от 76 до 400 г) на 23 фракции (в мм): 30—20; 20—15; 15—10; 10—7; 7—5; 5—3; 3—2; 2—1; 1—0,8; 0,8—0,63; 0,63—0,5; 0,5—0,4; 0,4—0,315; 0,315—0,25; 0,25—0,2; 0,2—0,16; 0,16—0,125; 0,125—0,1; 0,1—0,08; 0,08—0,063; 0,063—0,05; 0,05—0,01 и <0,01. Фракция <0,01 мм выделена отмучиванием по методу А. Н. Собанина и обычно составляла доли процента, поэтому более подробно она не классифицировалась. Все фракции взвешены с точностью 0,01 г. Каждая из них разделена в бромформе на легкую и тяжелую части. Тяжелые фракции взвешены с точностью 0,0001 г.

В нескольких пробах выполнен полный минералогический анализ по всем фракциям. Минеральный состав осадков на изученном отрезке р. Печоры оказался постоянным, что позволило объединить все пробы в единую совокупность. Легкая фракция отличается резким преобладанием кварца (до 90%), остальную часть составляют полевые шпаты и обломки пород. В тяжелой фракции существенно преобладают минералы группы эпидота (65—90%), кроме того, широко распространены альмандин (до 15%), ильменит (до 10%), обыкновенная роговая обманка (до 10%), подчиненное значение имеют ставролит, гидроокислы железа, гиперстен, гематит, магнетит, хромит, турмалин, сфен, лейкоксен, циркон, рутил и др.

Во всех пробах детально определялось содержание минералов, подсчитывалось число их частиц по каждой размерной фракции в дорожке из 500—1000 зерен (для редко встречающихся минералов отбиралось до 5000 зерен). Полученные объемные проценты содержаний минералов в размерных фракциях, как показали специальные исследования, практически совпадали с весовыми. Это результат хорошей сортировки минералов по гидравлической крупности, проявляющейся даже в пределах узких гранулометрических классов. Например, в сравни-

тельно крупных классах (крупнее 0,25 мм) зерна альмандина содержат большое количество черных точечных включений углистого вещества, пузырьков жидкости и газа, что снижает их плотность до 3,6—3,7 г/см³. Кроме того, они обычно имеют уплощенную или корродированную форму. В результате их вес оказывался весьма близким весу зерен эпидота той же фракции, характеризующихся изометрической формой и плотностью около 3,4 г/см³. Зерна обыкновенной роговой обманки плотностью 3,2 г/см³ отличаются значительным удлинением и поэтому имеют такой же вес, что и зерна альмандина и эпидота. В средних классах (0,25—0,1 мм) вес зерен рудных минералов совпадает с весом зерен минералов меньшей плотности вследствие уплощенного облика и малых размеров, близких к нижнему пределу размерности анализируемой фракции.

При обработке результатов анализов с использованием методики А. А. Кухаренко (1961) рассчитана гранулометрия тяжелых минералов (в весовых процентах). По данным гранулометрических составов построены кумулятивные кривые, графическим способом определены статистические параметры распределений. По методу А. Хальда (Hald, 1952; McKinney, Friedman, 1970) выделены популяции частиц осадков, легкой фракции и тяжелых минералов, установлены их относительный выход и средний размер зерен. Для изученных минералов и тяжелой фракции рассчитаны ω_ϕ и ω_τ . Плотность зерен минералов определялась в тяжелых жидкостях.

С применением аналогичной методики исследован ряд проб из аллювия рек Онеги, Вятки и Камы. Всего изучено 42 пробы, в том числе 30 из осадков р. Печоры.

ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ ЭКВИВАЛЕНТЫ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ ПЕСКОВ р. ПЕЧОРЫ

Гомогенные пески. К ним отнесены осадки, в которых выход частиц популяции А составил не менее 99% (в среднем 99,4%). Это преимущественно среднезернистые, реже мелкозернистые пески (Md 0,234—0,400 мм). Они отличаются высокой степенью сортировки (S_0 1,10—1,23), отсутствием асимметрии, коэффициент эксцесса K_t 0,99—1,17.

Вид кумулятивных кривых легких и тяжелых минералов в гомогенных песках свидетельствует о практически логнормальном распределении их частиц (фиг. 1). Выполяживание хвостов некоторых кривых указывает на небольшую примесь частиц популяций В и С.

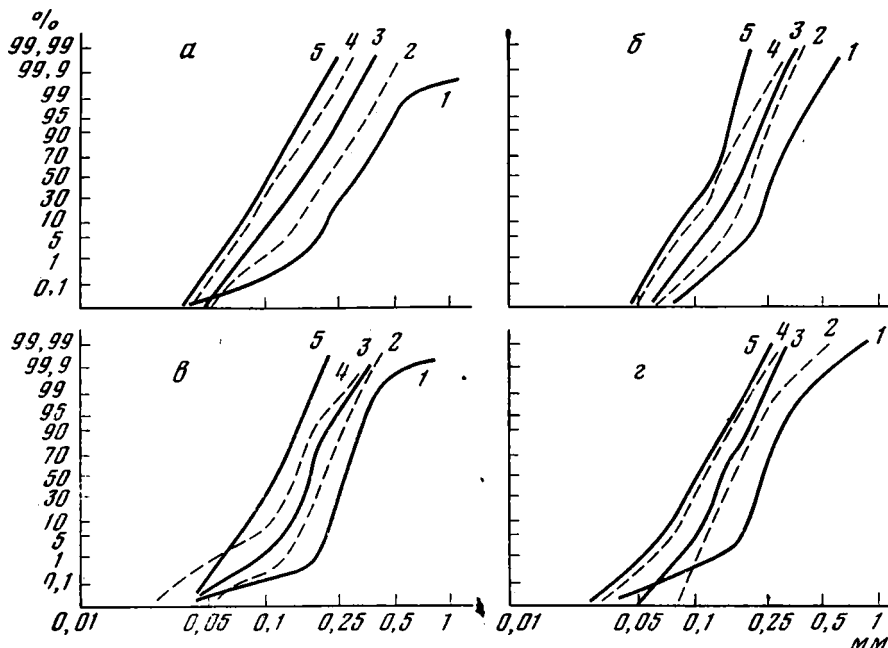
Таблица 1

Значения гидравлических эквивалентов тяжелых минералов в гомогенных песках
р. Печоры (среднее из 8 анализов)

Гидравлический эквивалент	Тяжелая фракция	Эпидот	Ставролит	Альмандин	Роговая обманка	Турмалин	Рудные	Рутил	Циркон
ω_ϕ	0,80	0,83	0,74	0,63	0,73	0,76	0,50	0,52	0,42
ω_τ	0,78	0,80	0,73	0,66	0,82	0,83	0,59	0,64	0,58

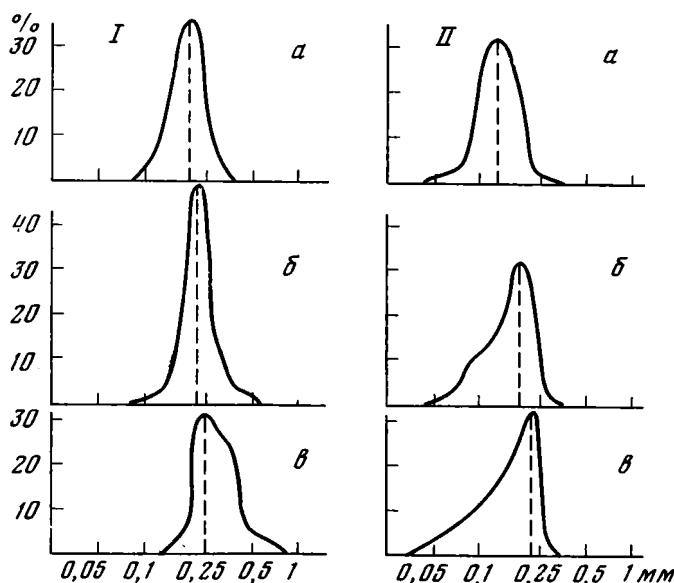
Рассчитанные для отдельных минералов гидравлические эквиваленты в общем отличаются от их теоретических значений, однако для тяжелой фракции в целом отмечено близкое их соответствие (табл. 1).

Превышение ω_ϕ над ω_τ , полученное для эпидота и ставролита, объясняется избытком крупных зерен этих минералов в источниках питания, что подтверждается резко выраженной левой асимметрией кривой распределения в наиболее крупнообломочных разностях осадков, где создаются самые благоприятные условия для накопления крупных зе-



Фиг. 1. Кумулятивные кривые частиц легких и тяжелых минералов в гомогенных песках р. Печоры

1 — легкая фракция, 2 — ставролит, 3 — альмандин, 4 — рудные минералы, 5 — циркон; а — песок среднезернистый (Md 0,309 мм), б — песок среднезернистый с примесью мелкозернистого (Md 0,276 мм), в — то же (Md 0,265 мм), г — песок мелкозернистый (Md 0,234 мм)



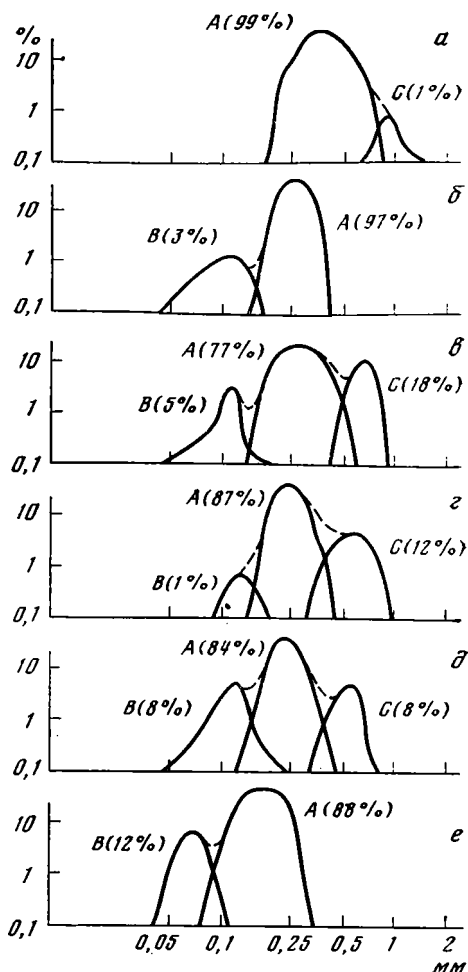
Фиг. 2. Кривые распределения частиц ставролита (I) и рудных минералов (II) в гомогенных песках р. Печоры

а — средне-мелкозернистые пески (Md 0,23—0,26 мм), среднее из двух анализов, б — среднезернистые пески (Md 0,28—0,31 мм), среднее из 4 анализов, в — среднезернистые с примесью крупнозернистых песков (Md 0,38—0,40 мм), среднее из 2 анализов

рен (табл. 2, фиг. 2). Наоборот, для рутила, циркона, рудных минералов w_0 существенно меньше w_1 вследствие дефицита их крупных зерен в источниках питания, что приводит к правой асимметрии кривой распределения в крупнообломочных разностях песков. Например, частицы рудных минералов размерами более 0,25 мм встречаются крайне редко даже в самых благоприятных гидродинамических обстановках (фиг. 2, II, в). В мелкообломочных разностях, где крупные зерна не могут накапливаться по гидродинамическим условиям, кривые распределения всех минералов являются почти симметричными (фиг. 2, а).

Таким образом, в гомогенных осадках (особенно сформированных при повышенных скоростях водного потока) сортировка минералов по гидравлической крупности проявляется недостаточно четко в первую очередь из-за наследования аллювием гранулометрического состава минералов в источниках питания. Кроме того, немаловажную роль играет несовершенство самого механизма сортировки зерен речным потоком. Принимая во внимание, что содержание тяжелых минералов составляет всего лишь десятые и сотые доли процента от осадка, даже небольшие отклонения от идеальной гидравлической сортировки, наблюдаемые в речных песках, значительно сильнее влияют на тяжелую фракцию. Это можно подтвердить изменением соотношений между популяциями частиц осадка и отдельных тяжелых минералов (фиг. 3). В то время как гомогенные осадки содержат не более 1% частиц популяций В и С, их доля среди совокупностей зерен ряда тяжелых минералов в крупнообломочных разностях песков иногда превышает 20%. В гранулометрическом спектре тяжелых минералов мелкообломочных песков значительно возрастает примесь частиц популяции В, что приводит, в частности, к снижению w_0 алмазидина, турмалина и обыкновенной роговой обманки.

Гетерогенные крупнообломочные пески. В составе этих песков преобладают частицы популяций А и С. Выход влекомых обломков колеблется в широких пределах (от 1,5 до 42%, в среднем 14%). Нередко



Фиг. 3. Соотношение между популяциями частиц тяжелых и легких минералов в гомогенном среднезернистом песке р. Печоры (M_d 0,384 мм)

А, В, С — популяции частиц минералов, кривые распределения (сплошные линии) выделены по методу А. Хальда, в скобках даны выходы частиц каждой популяции; пунктирной линией показаны фрагменты эмпирических кривых распределения, находящиеся на стыке популяций; а — легкая фракция, б — турмалин, в — обыкновенная роговая обманка, г — ставролит, д — алмазидин, е — рудные минералы

Таблица 2

Значения коэффициента асимметрии (S_{K_1}) минералов легкой и тяжелой фракций в гомогенных песках р. Печоры

Мд песков, мм	Легкая фракция	Ставролит	Альмандия	Роговая обманка	Турмалин	Рудные	Рутил	Циркон	Число анализов
0,40—0,38	—0,07	—0,60	—0,20	—0,13	+0,07	+0,35	+0,80	+0,46	2
0,31—0,28	+0,04	—0,09	+0,08	+0,12	0	+0,22	+0,27	+0,35	4
0,26—0,23	—0,20	+0,02	—0,03	+0,10	+0,10	+0,04	+0,21	—0,02	2
Среднее	—0,05	—0,19	—0,02	+0,05	+0,04	+0,21	+0,39	+0,29	8

Таблица 3

Значения гидравлических эквивалентов тяжелых минералов в гетерогенных крупнообломочных песках р. Печоры (среднее из 9 анализов)

Популяции	Гидравлический эквивалент	Тяжелая фракция	Эпидот	Ставролит	Альмандин	Роговая обманка	Турмалин	Рудные	Рутил	Циркон
С	w_ϕ	0,63	0,63	0,34	0,21	0,33	0,24	0,10	0	0
	w_τ	0,61	0,61	0,54	0,50	0,68	0,70	0,37	0,42	0,36
А	w_ϕ	0,79	0,82	0,70	0,63	0,70	0,70	0,56	0,54	0,48
	w_τ	0,78	0,80	0,73	0,66	0,82	0,83	0,59	0,64	0,58
В	w_ϕ	0,77	0,84	0,70	0,81	0,86	0,84	0,68	0,64	0,55
	w_τ	0,76	0,84	0,79	0,73	0,86	0,88	0,68	0,71	0,67

В формуле (5) значение Δ принято равным 1,5.

в осадках повышается выход взвешенных частиц (до 4%, в среднем 1,2%). Среди литологических разностей осадков присутствуют среднезернистые с примесью гравия и гальки (до 18%), среднекрупнозернистые и разномзернистые с преобладанием крупнопесчаной фракции песков (Md 0,355—0,603 мм). Сортировка данной группы песков хуже, чем гомогенных (S_0 1,20—1,48). Все они характеризуются четко выраженной отрицательной асимметрией (S_{K_1} от —0,10 до —0,61). Коэффициент эксцесса K_1 1,16—2,53.

В пределах каждой популяции наблюдается хорошее соответствие фактическому и теоретическому значениям гидравлических эквивалентов для тяжелой фракции в целом (табл. 3). Среди частиц популяции С резко преобладающий здесь эпидот (95—99%) имеет близкие значения w_ϕ и w_τ . Остальные минералы отличаются существенно пониженными величинами средней гидравлической крупности. Зерна рутила и циркона вообще отсутствуют в популяции С, а частицы турмалина, альмандина и особенно рудных минералов представлены только наиболее мелкими классами. Однако все эти минералы составляют ничтожную долю в популяции С.

Процесс накопления частиц тяжелых минералов, относящихся к популяции А, по-видимому, мало отличается от аналогичного процесса в гомогенных песках. Здесь также замечен значительный дефицит крупных зерен рутила, циркона, турмалина и др., который распространяется и на популяцию С, и избыток крупных зерен эпидота. Популяцию В характеризует совпадение w_ϕ и w_τ не только для тяжелой фракции в целом, но и преобладающих в этой популяции минералов — эпидота, обыкновенной роговой обманки, рудных.

Гетерогенные мелкообломочные пески. В этих песках практически содержатся только частицы популяций А и В. Доля последних колеблется в пределах от 1,2 до 52%, в среднем 12%. В некоторых разностях присутствуют влекомые обломки (до 1%). Осадки включают средне-

Таблица 4

Значения гидравлических эквивалентов тяжелых минералов в гетерогенных мелкообломочных песках р. Печоры (среднее из 12 анализов)

Популяция	Гидравлический эквивалент	Тяжелая фракция	Эпидот	Ставролит	Альмандин	Роговая обманка	Турмалин	Рудные	Рутил	Циркон
A	w_{ϕ}	0,80	0,83	0,74	0,63	0,67	0,78	0,50	0,54	0,37
	w_{τ}	0,78	0,80	0,73	0,66	0,82	0,83	0,59	0,64	0,58
B	w_{ϕ}	0,75	0,82	0,80	0,75	0,80	0,89	0,65	0,69	0,60
	w_{τ}	0,76	0,84	0,79	0,73	0,86	0,88	0,68	0,71	0,67

Таблица 5

Соотношение между популяциями частиц минералов легкой и тяжелой фракций в гетерогенных песках р. Печоры, %

Популяция	Легкая фракция	Тяжелая фракция	Эпидот	Ставролит	Альмандин	Роговая обманка	Турмалин	Рудные	Рутил	Циркон
-----------	----------------	-----------------	--------	-----------	-----------	-----------------	----------	--------	-------	--------

Крупнообломочные осадки (среднее из 9 анализов)

C	27	31	33	26	6	14	3	1	0	0
A	72	62	65	74	84	73	90	55	54	39
B	1	7	2	0	10	13	7	44	46	61

Мелкообломочные осадки (среднее из 12 анализов)

C	1,5	1	3	4	0,2	1	0,2	0	0	0
A	79,5	50	72	72	56,8	59,5	66,8	50	39	25
B	19	49	25	24	43	39,5	33	50	61	75

зернистые, средне-мелкозернистые и мелкозернистые пески с примесью алевроито-глинистого материала (Md 0,103—0,288 мм). Сортировка песков различная (S_0 1,08—1,43), с уменьшением среднего размера зерен она ухудшается. В основном для осадков характерна положительная асимметрия (S_{K1} в среднем +0,23), которая возрастает с уменьшением Md . Разности с Md 0,24 мм имеют слабо выраженную отрицательную асимметрию (S_{K1} в среднем —0,04). Коэффициент эксцесса выше, чем в гомогенных песках (K_1 1,09—4,09), и также возрастает с уменьшением среднего размера зерен.

Как и в гетерогенных крупнообломочных разностях, накопление частиц мелкообломочных песков в пределах каждой популяции происходит при сохранении равенства средних гидравлических крупностей минералов легкой и тяжелой фракций. Полученные значения гидравлических эквивалентов (табл. 4) аналогичны тем, которые были рассчитаны для крупнообломочных разностей, причем в популяции B наблюдается особенно близкое соответствие w_{ϕ} и w_{τ} .

Выводы. Сравнение результатов гидравлической сортировки минералов в различных популяциях показывает, что она наиболее совершенна для взвешенных частиц, проявляется менее четко среди зерен, перемещаемых сальтацией, и значительно слабее затрагивает влекомые и перекатываемые по дну обломки. С другой стороны, степень сортировки частиц каждой популяции зависит от скорости водного потока. Так, взвешенные частицы лучше всего сортируются по гидравлической крупности в наиболее мелкозернистых песках вследствие уменьшения скорости водного потока и, следовательно, большей стабильности ламинарного режима падения зерен. Влияние гранулометрии минералов в питающих породах на степень их сортировки для данной популяции несущественно. Частицы, переносимые сальтацией, отсортированы по гидравлической крупности приблизительно одинаково.

во в песках различной крупности. Значительную роль в результате сортировки частиц этой популяции играет размер зерен минералов в источниках питания. Накопление в осадке влекомых обломков прежде всего определяется их размерами в питающих породах, а сортировка по гидравлической крупности имеет подчиненное значение.

В гетерогенных песках в значительно большей степени, чем в гомогенных, наблюдается изменение соотношений между популяциями частиц отдельных тяжелых минералов по сравнению с аналогичным соотношением популяций легкой фракции. Для эпидота и ставролита, источники питания которых в достаточном количестве поставляют в аллювий Печоры их крупные зерна, соотношение между популяциями примерно такое же, как и для легкой фракции (табл. 5). Для всех остальных минералов, особенно циркона, рутила и рудных, источники питания которых отличаются явным дефицитом крупных и избытком мелких частиц, соотношение между популяциями заметно смещено в сторону увеличения доли популяции *B*. В результате, если рассматривать гетерогенные осадки не как сочетание популяций, а как единую совокупность зерен, основная часть которых переносилась водным потоком посредством сальтации, ω_ϕ для последних минералов будет значительно меньше ω_τ (например, у циркона 0,25—0,35 против 0,58, рудных — 0,37—0,39 против 0,59 и т. д.).

ПРИНЦИП ГИДРАВЛИЧЕСКОЙ ЭКВИВАЛЕНТНОСТИ ЛЕГКИХ И ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В РЕЧНЫХ ПЕСКАХ И ЕГО СЛЕДСТВИЯ

Исходя из принятой понятийной модели процесса накопления тяжелых минералов, исследований предыдущих авторов (Van Andel, 1950; Страхов и др., 1954; Briggs, 1965; White, Williams, 1967; Lowright et al., 1972 и др.) и полученных нами результатов по аллювию р. Печоры, принцип гидравлической эквивалентности для речных песков можно сформулировать следующим образом:

В каждой популяции песков равнинных рек средние гидравлические крупности частиц легкой и тяжелой фракций равны с отклонениями для отдельных минералов, обусловленными размерами их зерен в питающих породах.

Таблица 6

Значения гидравлических эквивалентов неустойчивых минералов в песках р. Вятк

Участок реки	Место взятия пробы, км от устья	ω_ϕ			
		Лимонит	Пироксены	Лейкоксен	Сфен
Верхнее течение	1000	1,56	1,09	0,91	0,62
	900	1,32	0,87	0,80	0,54
	800	1,23	0,71	0,76	0,48
Среднее течение	650	0,65	0,71	0,63	0,42
	500	0,58	0,62	0,71	0,45
Нижнее течение	400	0,46	0,43	0,45	0,34
	ω_τ	0,73	0,80	0,70	0,75

Исследования по другим рекам показали, что увеличение средней гидравлической крупности зерен минералов обычно наблюдается вблизи первоисточников. С удалением от первоисточника она уменьшается, особенно резко у минералов с низкой абразивной прочностью, что обусловлено интенсивным истиранием их крупных зерен при транспортировке. Рассмотрим конкретный пример (табл. 6).

В верхнем течении р. Вятка размывает меловые и юрские терригенные отложения, которые поставляют в ее аллювий преобладающую

часть зерен пироксенов, сфена, лейкоксена, лимонита. Вниз по течению реки, с удалением от источника, гидравлические эквиваленты всех минералов уменьшаются, особенно заметно у лимонита, зерна которого обладают наименьшей механической стойкостью к процессам истирания (Кухаренко, 1961). В районе источника поступления в аллювий Вятки гидравлические эквиваленты многих неустойчивых минералов превышают ω , а после сотен километров транспортировки становятся ниже их.

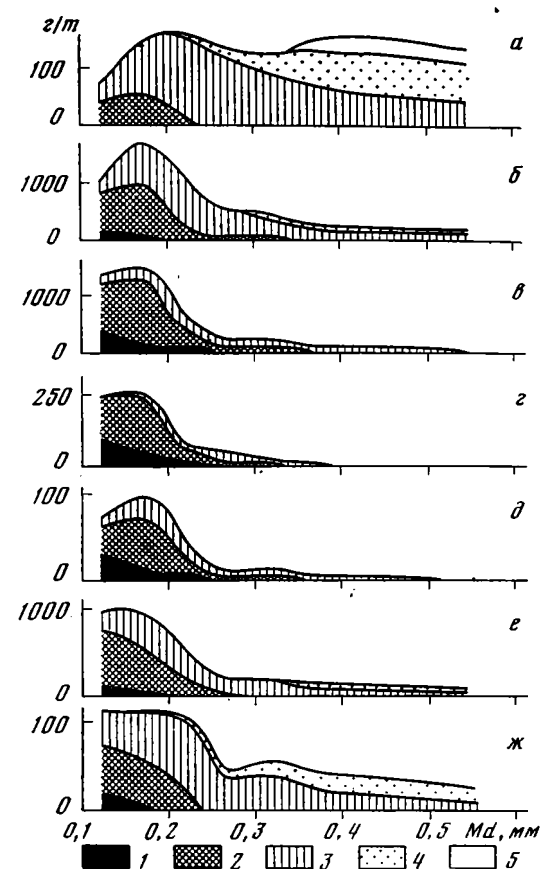
В песках аллювия р. Онеги гидравлические эквиваленты эпидота, гиперстена, обыкновенной роговой обманки, альмандина, первоисточниками которых являются близко расположенные изверженные и метаморфические породы Карелии и Кольского полуострова, также превышают их теоретические значения. В аллювии р. Камы (среднее течение) повышенную среднюю гидравлическую крупность имеют лимонит, эпидот, ставролит, лейкоксен, первоисточниками которых являются соседние породы Урала и Предуралья.

Принцип гидравлической эквивалентности приводит к ряду следствий, проявляющихся в особенностях вещественного состава речных песков. Среди них рассмотрим только некоторые, имеющие важное теоретическое и практическое значение.

1. От крупных фракций к мелким наблюдается увеличение содержания минералов повышенной плотности. Такой вывод был сделан для песчаных осадков многих равнинных рек — Миссисипи (Russell, 1936), Днепра, Десны, Оки (Лазаренко, 1964), Волги, Сухоны, Вычегды, Оби, Лены, Енисея и др. (Лунев, 1967).

2. В каждой размерной фракции при переходе от мелкообломочных разностей песков к крупнообломочным возрастает содержание минералов повышенной плотности. Это установлено для песков р. Волги (Ряпина, 1961), Днепра, Десны, Оки (Лазаренко, 1964), Камы, Вятки, Чепцы, Вишеры (Осовецкий, 1974) и т. д.

3. Между средними размерами зерен минералов и их плотностями существует обратно пропорциональная зависимость. Последняя установлена, в частности, В. Н. Швановым (1964) для аллювиальных пес-



Фиг. 4. Изменение выхода (g/t) и гранулометрии минералов в песчаных осадках с разной крупностью зерен р. Печоры (среднее из 30 анализов). Фракции (мм): 1 — $<0,05$; 2 — $0,1-0,05$; 3 — $0,25-0,1$; 4 — $0,5-0,25$; 5 — $1-0,5$; а — ставролит, б — альмандин, в — рудные, г — ширкон, д — рутил, е — обыкновенная роговая обманка, ж — турмалин

чаников неогена Таджикской депрессии и автором для песков р. Вятки (Осовецкий, 1968).

4. Гранулометрический профиль тяжелых минералов представлен как одновыпуклыми, так и многовыпуклыми кривыми распределения, что зависит в основном от гранулометрии минералов в питающих породах (см. фиг. 3). Поэтому можно выявить дополнительный источник поступления зерен минерала в речные осадки по появлению нового пика на кривой распределения (Сочнева, Прокопчук, 1977, и др.).

5. Приуроченность зоны максимальной концентрации частиц минерала к тому или иному литолого-фациальному типу осадка в значительной степени определяется их размерами в источниках питания. В том случае, когда гранулометрический спектр зерен минерала в питающих породах достаточно широк и не отличается резким преобладанием крупных или мелких классов (эпидот, ставролит в долине р. Печоры), они не концентрируются в определенном типе осадка (фиг. 4, а). Если же в источниках питания минерал представлен преимущественно мелкими зернами, что встречается довольно часто, то они концентрируются в том литолого-фациальном типе осадка, где для этого создаются наиболее благоприятные гидродинамические условия в соответствии с принципом гидравлической эквивалентности. В частности, рудные минералы, циркон и рутил, размеры зерен которых в питающих породах в основном меньше 0,1 мм, концентрируются в мелкозернистых пойменных песках р. Печоры с Md 0,15—0,2 мм (фиг. 4, в—д). Здесь же в максимальном количестве накапливаются зерна альмандина, турмалина, обыкновенной роговой обманки, имеющие меньшую плотность, но такие же небольшие размеры в источниках питания. Гранулометрический состав минералов в осадках существенно зависит от гидродинамики водного потока и как следствие от Md песка (фиг. 4).

Данное следствие имеет важное значение для поисков аллювиальных россыпей. Например, в источниках питания равнинных рек титаноциркониевые минералы, как правило, характеризуются малыми размерами зерен (обычно менее 0,15 мм). Поэтому следует ожидать появление максимальных концентраций данных минералов в мелкозернистых пойменных песках. Россыпи такого типа были обнаружены, например, в олигоценовых и нижнемеловых аллювиальных отложениях Северного Приаралья и Актюбинского Приуралья (Великий, 1976).

ЛИТЕРАТУРА

- Аполлов Б. А. Учение о реках. М., Изд-во МГУ, 1963.
Арутюнова Н. М., Саркисян С. Г. О некоторых способах обработки данных гранулометрического анализа.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
Великий Н. М. Основные особенности накопления и значение титаноносного аллювия.— В кн.: Аллювий. Изд-во Пермского ун-та, 1976.
Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1977, № 6, вып. 1.
Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Л., Гидрометеиздат, 1954.
Ибад-Заде Ю. А. Движение наносов в открытых руслах. М., Стройиздат, 1974.
Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеиздат, 1969.
Колмогоров А. Н. О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении.— Докл. АН СССР, 1962, т. 31, № 2.
Котков В. М., Михайлова Н. А., Петров В. П. Изучение полей мутности взвешенного турбулентного потока.— В кн.: Движение наносов в открытых руслах. М., «Наука», 1970.
Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Лазаренко А. А. Литология аллювиальных равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М., «Наука», 1964.
Лунев Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии.— Уч. зап. Пермского ун-та, 1967, № 174.
Осовецкий Б. М. Крупность тяжелых минералов голоценового аллювия нижнего течения р. Вятки.— В кн.: Аллювий. Уч. зап. Пермского ун-та, 1968, № 170.

- Осовецкий Б. М. О связи минерального состава тяжелой фракции аллювиальных отложений с их гранулометрией.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. ун-та, 1947.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Ряпина В. Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 1.
- Сочнева Э. Г., Прокопчук Б. И. Гранулометрия и форма зерен ильменита, альмандина и пироксена из русловых отложений р. Анабар.—Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Э. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Фоменко Т. Г. Гравитационные процессы обогащения полезных ископаемых. М., «Недра», 1966.
- Шванов В. Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром.—Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1964, № 6, вып. 1.
- Briggs L. I. Heavy mineral correlations and provenances.—J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, No. 4.
- Friedman G. M. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics.—J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, No. 4.
- Friedman G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands.—J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 2.
- Hald A. Statistical theory, with engineering applications. New York, 1962.
- Hand B. M. Differentiation of beach and dune sands, using settling velocities of light and heavy minerals.—J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 2.
- Lowright R., Williams E. G., Dachtel F. An analysis of factors controlling deviations in hydraulic equivalence in some modern sands.—J. Sediment. Petrol., 1972, v. 42, No. 3.
- McKinney T. F., Friedman G. M. Continental shelf sediments of Long Island, New York.—J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, No. 1.
- Moss A. J. The physical nature of common sandy and pebbly deposits.—Amer. J. Sci., 1962, v. 260, No. 5; 1963, v. 261, No. 4.
- Rittenhouse G. The transportation and deposition of heavy minerals.—Bull. Geol. Soc. America, 1943, v. 54.
- Rubey W. W. The size distribution of heavy minerals within a water laid sandstone.—J. Sediment. Petrol., 1933, v. 3.
- Russell R. D. The size distribution of minerals in Mississippi river sands.—J. Sediment. Petrol., 1936, v. 6, No. 6.
- Van Andel T. J. H. Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. Wageningen, Netherlands, 1950.
- Visher G. S. Grain size distributions and depositional processes.—J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, No. 3.
- White J. R., Williams E. G. The nature of a fluvial process as defined by settling velocities of heavy and light minerals.—J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 2.

Пермский государственный университет
Пермь

Дата поступления
10.X.1977

УДК 549.623

СТРУКТУРНО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАУКОНИТА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЕГО КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ

Ю. Я. КАЦНЕЛЬСОН, А. А. НЫРКОВ, В. В. ЯКУШЕВ

Изученные глаукониты являются преимущественно высокожелезистыми смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями с содержанием разбухающих межслоевых промежутков в пределах 5—25%, слюдистые структуры относятся к политипам 1IM—1Md. Емкость катионного обмена, концентрации кремния, Al^{VI} и воды находятся в прямой зависимости от процентного содержания в структуре минерала разбухающих межслоевых промежутков. Концентрации калия, закисного железа, магния, величины октаэдрического и суммарного слоевых зарядов уменьшаются с увеличением количества разбухающего компонента. Глауконитовые зерна пригодны для использования как пигментное сырье, а также в качестве минерального удобрения постепенного действия.

Критерии пригодности глауконита для решения задач абсолютной геохронологии, а также как индикатора условий древнего осадконакопления в той или иной степени освещались во многих публикациях. Вопросы же качественной оценки этого нетрадиционного минерального сырья многоотраслевого использования не нашли до сих пор в литературе должного отражения.

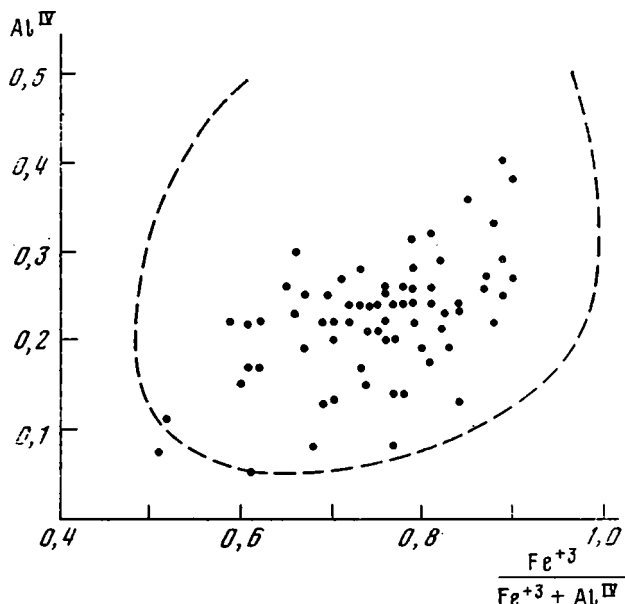
Учитывая растущее прикладное значение минералов, объединяемых названием «глауконит», авторы при изучении глауконита как полезного ископаемого предприняли попытку выяснить некоторые зависимости между его составом, свойствами и структурно-химическими характеристиками. Для этого были привлечены как собственные материалы, так и литературные данные.

Объектом исследований служили глобулярные глаукониты из залежей, приуроченных к различным стратиграфическим поризонтам палеогена и верхнего мела юга Восточно-Европейской платформы (южный склон Воронежской антеклизы, восточные окраины Донбасса, северо-восточное Приазовье). В процессе полевых работ отобрано более 50 проб глауконитсодержащих пород (пески, песчаники, алевриты, глины), из которых после их отмывки мономинеральный глауконит выделялся по общепринятой методике (электромагнитная сепарация с последующей дочиной под бинокуляром). Кроме того, для некоторых проб между этими операциями осуществлено разделение глауконитовых зерен по плотности в тяжелых жидкостях (смеси бромформа и спирта) на относительно темно- и светло-зеленые плотностные фракции.

Образцы мономинерального глауконита подвергнуты комплексу исследований: макро- и микроскопическое изучение, минералогический, химический, полуколичественный спектральный, дифрактометрический, термический, гранулометрический анализы, определение емкости катионного обмена¹.

¹ Рентгеновская дифрактометрия выполнена в Новочеркасском политехническом институте, остальные исследования — в Центральной лаборатории ВДТУ.

По части проб, представляющих глауконитовую породу, концентрат или его отдельные фракции, с целью возможного практического использования тех или иных полезных (агрономических, поглотительных, пигментных) свойств глауконита проведены технологические исследования. В них приняли участие: Всероссийский НИИ виноградарства и виноделия, Всесоюзный НИИ сахарной свеклы. Агрофизический НИИ, Институт коллоидной химии и химии воды АН УССР, Азовский НИИ рыбного хозяйства, ВНИИСТРОМ, Ростовский НИИ Академии коммунального хозяйства, Ленинградское научно-производственное объединение «Пигмент», а также несколько совхозов.



Фиг. 1. Зависимость между величиной тетраэдрического заряда и железистостью глауконитов

Пунктирная линия — граница поля глауконитов (Коссовская, Дриц, 1971, 1975).

Изученные глауконитовые образцы, нанесенные на диаграмму (фиг. 1), для диоктаэдрических слюд (Коссовская, Дриц, 1971, 1975) оказались расположенными в пределах так называемого поля глауконитов (железистость 0,5—0,9, величина тетраэдрического заряда 0,05—0,4). Их подавляющее большинство характеризуется высоким коэффи-

циентом железистости $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al^{IV}}$, равным 0,6—0,9, и низким тетраэ-

дрическим зарядом (0,1—0,3). Некоторые особенности гидрослюд, образующихся в диагенезе (Коссовская, Дриц, 1975): структуры 1M—1Md, наличие разбухающих слоев, высокое содержание двухвалентных катионов характерны для глауконитов. В последнее время экспериментально показано, что исходным материалом формирования глауконита может служить монтмориллонит (Шутов и др., 1975), а отмеченные номенклатурные показатели в определенной степени унаследованы глауконитом от первичной монтмориллонитовой фазы (Коссовская, Дриц, 1975).

Часть мономинеральных глауконитов (27 обр.) исследована методами рентгеновской дифрактометрии для выяснения некоторых структурных особенностей и их связи с химическим составом и свойствами (количественные соотношения между фазами 10 и 14 Å, степень структур-

Межплоскостные расстояния первого базального рефлекса глауконита
(для образцов до и после их насыщения глицерином) и содержание смектитовых слоев

№ п.п.	№ образца	Местоположение	Возраст	Величина межплоско- стного расстояния 001 ₁₀ /001 ₁₄ . Å		Процент- ное содер- жание раз- бухающего компонента
				препарат		
				естествен- ный	обработан- ный глицерином	
1	106	Восточная окраина Дон- басса, низовья Северного Донца	Харьков	9,8	9,65	<5
2	286	Южный склон Воронеж- ской антеклизы, бассейн р. Чир	Верхний палеоцен	10,05	9,94	<5
3	536	Южная окраина Донбасса	Харьков	10,1	10,0	<5
4	120	Северо-восточное Приа- зовье	Сеноман	10,13	9,9	~5
5	10	Восточная окраина Донбас- са, низовья Северного Донца	Харьков	10,28	9,82	5—10
6	10/1	То же	»	10,3	9,8	5—10
7	1506	Северо-восточное Приа- зовье	»	10,29	9,8	5—10
8	1216	То же	Сеноман	10,5	9,8	5—10
9	15а	»	Харьков	10,49	9,79	10—15
10	966	»	Нижний палеоцен	10,5	10,28	10—15
11	435	»	Верхний эоцен	10,5	10,05	10—15
12	438	»	»	10,53	9,61	~15
13	10а	Восточная окраина Донбас- са, низовья Северного Донца	Харьков	10,7	9,8	15—20
14	19а	Северо-восточное Приа- зовье	»	10,75	9,79	15—20
15	24а	Южный склон Воронеж- ской антеклизы, бассейн р. Чир	Палеоцен	10,49	9,69	15—20
16	40	То же	Нижний эоцен	10,49	9,69	15—20
17	150/2	Северо-восточное Приа- зовье	Харьков	10,7	9,98	15—20
18	205/3	Южный склон Воронеж- ской антеклизы, бассейн р. Чир	Верхний палеоцен	10,78	9,8	15—20
19	205/4	Южный склон Воронеж- ской антеклизы, бассейн р. Чир	»	10,8	9,8	~20
20	40а	То же	Нижний эоцен	10,8	10,0	20—25
21	53а	Южная окраина Донбасса	Харьков	10,8	10,0	20—25
22	101а	Северо-восточное Приа- зовье	Нижний палеоцен	10,9	9,79	20—25
23	108	То же	Олигоцен	Размыт	9,8	20—25
24	1086	»	»	10,80	10,0	20—25
25	429	»	Верхний эоцен	10,8	9,8	20—25
26	201а	Южный склон Воронеж- ской антеклизы	Нижний эоцен	10,9	9,79	~25
27	108а	Северо-восточное Приа- зовье	Олигоцен	Размыт	9,8—11,9	~25

ной упорядоченности). Изучались ориентированные образцы в естественном состоянии и после насыщения глицерином. Препараты готовились осаждением из устойчивых суспензий. Исследовались также отдельные нетекстурированные образцы. Съемка осуществлялась на дифрактометре ДРОН-1,5; $\text{Cu } k\alpha$ -излучение; скорости записи 2 и 1 град/мин.

Содержание разбухающих слоев в структуре глауконитов определялось путем анализа смещения комбинированного рефлекса 001_0 и 001_n на дифрактограммах, полученных от текстурированных препаратов до и после их обработки глицерином (табл. 1, фиг. 2). Пределы количественных изменений содержания разбухающей фазы установлены в соответствии с графическими построениями Г. Брауна и Д. М. К. Мак-Юэна (Brown, McEwan, 1951), для положения различно комбинированных базальных рефлексов двух случайно переслаивающихся компонентов — с учетом данных А. Цимбальниковой (Cimbalnikova, 1970, 1971). По отдельным образцам проведено насыщение глауконитов ионами K^+ и съемка дифрактограмм K^+ -глауконита.

Степень упорядоченности глауконитовых структур исследовалась для ряда образцов по дифрактограммам неориентированных или частично ориентированных препаратов.

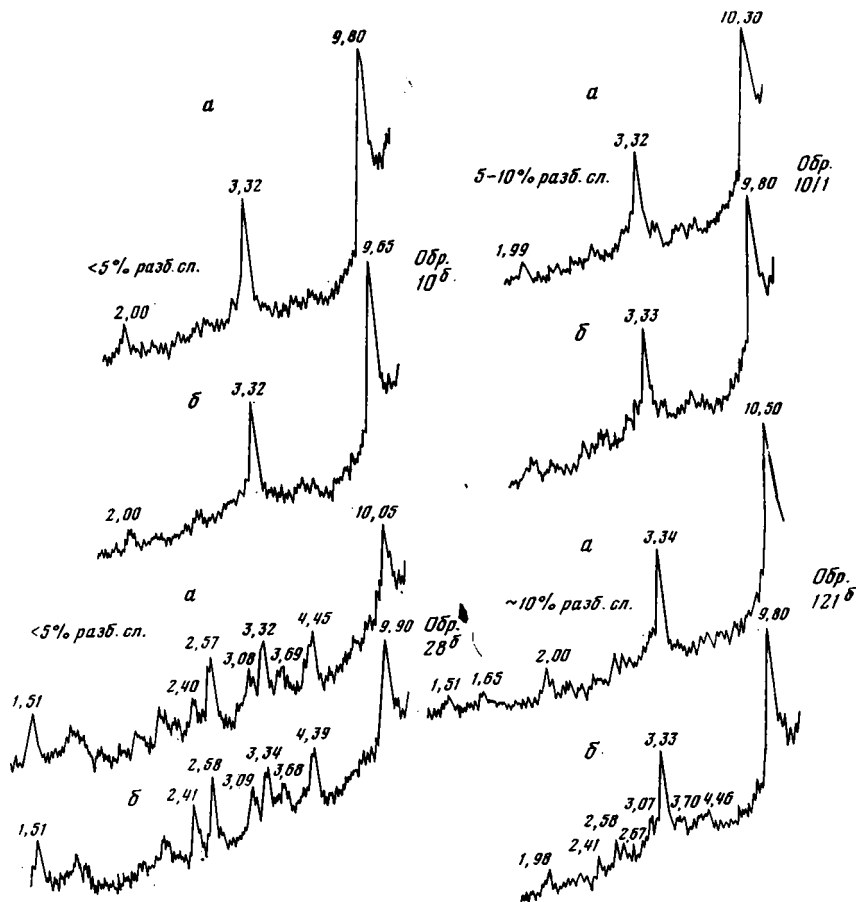
Изученные глаукониты бассейна Дона (табл. 1, фиг. 2), как и образцы, характеризующиеся в работах А. Цимбальниковой (Cimbalnikova, 1970, 1971), содержат разбухающие слои в количестве от <5 до 20—25%. Такие же пределы содержания разбухающих межслоевых промежутков в слюдистых минералах, в том числе в глауконитах, отмечают А. Г. Коссовская и В. А. Дриц (1971). Другие авторы для смектитовой составляющей в глауконитах дают следующие цифры: 10—40% (Hower, 1961); 5—55% (Manghnani, Hower, 1964); 5—20, редко до 40% (Лисицына и др., 1974); от нескольких до 50—60% (Логвиненко и др., 1975); 5—65% (Thompson, Hower, 1975). А. Цимбальникова (Cimbalnikova, 1970) на основе анализа большого фактического материала пришла к выводу о наибольшей распространенности среди глауконитов структур с 10—15% разбухающих компонентов. Описаны или предполагаются и такие смешанослойные образования, которые содержат полный спектр слюда-монтмориллонитовых структур (Лисицына и др., 1976).

Анализ небазальных рефлексов позволяет отнести изученные образцы к политипам $1M_d$ — $1M$. Отдельные образцы характеризуются присутствием на дифрактограммах четких рефлексов с индексами $11l$ ($\approx 3,68$; $3,08$; $2,80$ Å и $0,2l$ ($\approx 3,34$; $2,65$ Å, обладающих близкой по величине интенсивностью (исключение составляют двойные или наложенные рефлексы), что указывает на политип $1M_1$ (Соколова, 1966).

По данным химического анализа глауконитов рассчитаны их структурные формулы и найдены величины тетраэдрического, октаэдрического, суммарного и межслоевого зарядов. Исследованные глаукониты (табл. 2) по содержанию разбухающих слоев разбиты на группы, для каждой из которых приведены средние значения емкости катионного обмена, количеств некоторых ионов, тетраэдрического, октаэдрического и суммарного зарядов. С помощью статистических методов рассчитаны и построены зависимости этих величин (Y) от процентного содержания разбухающих слоев (X) в структуре глауконитов (фиг. 3—5), r — коэффициент корреляции. Абсциссе на графиках соответствует середина интервала содержания разбухающих слоев для данной группы образцов.

Анализ табличного и графического материала показывает, что изученные глаукониты в основном являются высокожелезистыми гетерогенными смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями с содержанием разбухающих межслоевых промежутков в пределах 5—25%.

Емкость катионного обмена, концентрации кремния, Al^{VI} и воды находятся в прямой зависимости от процентного содержания в структуре минерала разбухающих межслоевых промежутков. Концентрации калия, закисного железа и, вероятно, магния, а также величины октаэдрического и суммарного зарядов слоя уменьшаются с увеличением количества разбухающей фазы. Связь между такими компонентами,



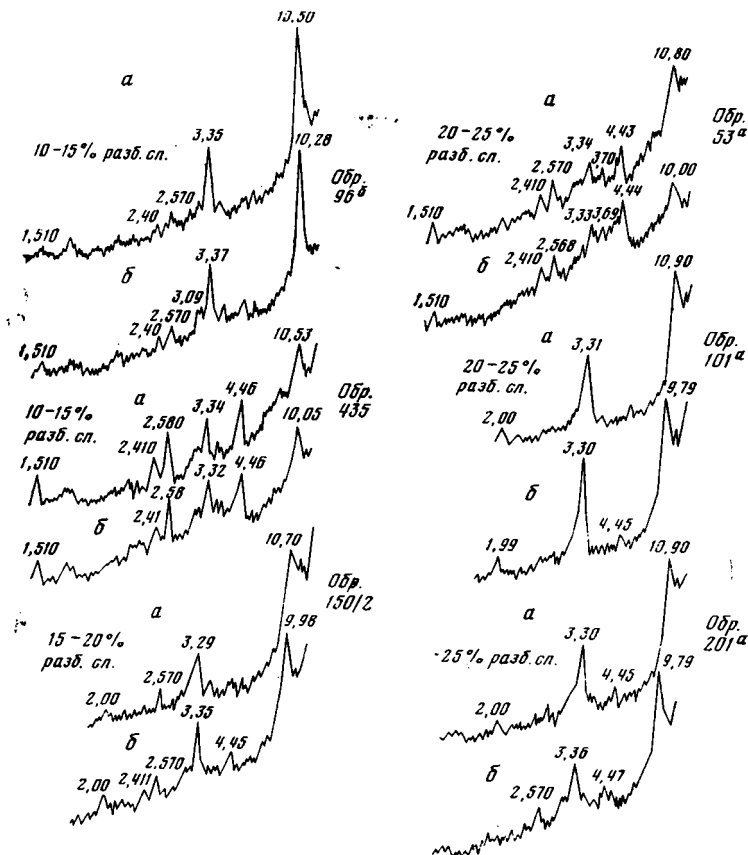
Фиг. 2. Дифрактограммы глауконитов

Образцы в естественном состоянии (а) и после насыщения глицерином (б); % разб. сл.—процентное содержание разбухающих слоев в структуре глауконитов

как Al^{IV} ; Fe^{3+} , и содержанием разбухающих слоев оказалась слабой. На содержании трехвалентного железа и величине тетраэдрического заряда изменение соотношения между слюистыми и монтмориллонитовыми пакетами заметно не сказывается. Данные современного глауконитообразования в Тихом океане также свидетельствуют о том, что увеличению роли слюистых пакетов в структуре глауконитов соответствуют постепенное увеличение содержания K_2O и практически постоянное количество Fe_2O_3 (Лисицына и др., 1976).

«Мономинеральные» глаукониты изучаемой территории, как и многих других районов, обычно содержат неоднородные зерна, различающиеся по плотности, цвету, показателям преломления, структурному типу, химическому составу. С определенной степенью условности можно выделить глауконитовые зерна двух типов (разновидностей): темно- и светло-зеленые.

Темно-зеленая фракция изученных глауконитовых зерен характеризуется повышенной плотностью, относительно совершенной структурой с низким (до 10—15%) содержанием разбухающих межслоевых промежутков, повышенной концентрацией калия, закисного железа, пониженным содержанием обменных катионов, низкотемпературной воды и относительно обеднена рядом малых элементов.



Фиг. 2 (продолжение)

Светло-зеленые глауконитовые зерна имеют обычно неупорядоченную структуру с повышенным (15—25%) содержанием разбухающих слоев, отличаются пониженной концентрацией калия, двухвалентного железа, повышенной емкостью катионного обмена, содержанием низкотемпературной воды; обогащены некоторыми малыми элементами (марганец, кобальт, титан, ванадий, цинк).

Гетерогенность третичных и меловых глауконитов связана с изменением их катионного состава и с наличием разного числа разбухающих слоев, а относительно узкие или широкие интервалы изменения плотности зерен обусловлены степенью концентрированности процесса их образования (Шутов и др., 1975). Вместе с тем необходимо указать, что, строго говоря, даже отдельно взятое зерно глауконита является гетерогенным (Муравьев, Воронин, 1975).

Емкость катионного обмена глауконитов прямо пропорциональна содержанию в их структуре разбухающих слоев (Manghnani, Hower, 1964; Cimbalnikova, 1971). Наши материалы (см. табл. 2, фиг. 3) достаточно четко показывают эту зависимость. Однако конкретные цифры и пределы колебаний емкости катионного обмена у разных авторов довольно существенно разнятся, возможно, как из-за различных методик исследования, так и ввиду разнообразия изучаемого материала. Емкость катионного обмена глауконитов по литературным данным составляет (в мг-экв на 100 г): 10—40 (Грим, 1967), соответственно 26,3; 39,8; 52,2 для темно-, желто- и светло-зеленых разновидностей (Горбунова, 1950), 9—37 (Manghnani, Hower, 1964), 13—41 (Cimbalnikova, 1971), 5—50 (Kohler, 1976).

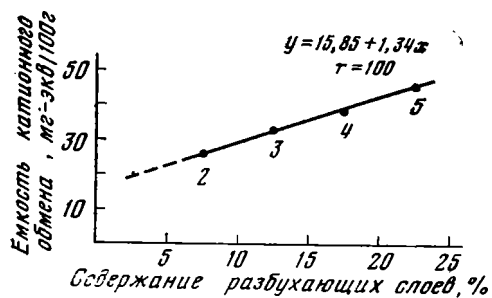
Емкость катионного обмена, заряд и количества некоторых ионов в глауконитах (средние значения)

№ образца	Содержа- ние разбу- хающих слоев, %	Емкость катионного обмена, мг-экв/ 100 г	K	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Σ Al	Si	Fe ⁺⁺	Fe ³⁺	Mg	Заряд		
											тетраэдри- ческий	октаэдри- ческий	суммарный
106, 286, 536, 120	5	Не опр.	0,76	0,26	0,27	0,52	3,68	1,20	0,12	0,36	0,26	0,65	0,91
10, 10/1, 1506, 1216	5—10	25,8	0,66	0,24	0,32	0,56	3,75	1,15	0,06	0,41	0,24	0,63	0,87
15а, 966, 435, 438	10—15	32,8	0,62	0,22	0,48	0,70	3,77	0,97	0,18	0,34	0,22	0,58	0,80
10а, 19а, 24а, 40, 150/2, 205/3, 205/4	15—20	39,2	0,57	0,27	0,31	0,58	3,71	1,29	0,04	0,32	0,27	0,49	0,76
40а, 53а, 101а, 108, 1086, 429, 201а, 108а	20—25	46,0	0,61	0,24	0,44	0,67	3,74	1,10	0,04	0,37	0,24	0,59	0,82

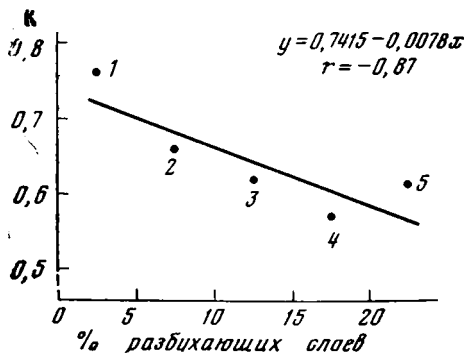
Емкость катионного обмена изученных глауконитов (в мг-экв на 100 г) определена методом вытеснения обменных катионов аммонийным ионом хлористого аммония (Аринушкина, 1970) и составляет (в среднем по месторождениям) 26—41, колеблясь у отдельных проб от 22,5 до 53,0 и более. В поглощенном основании глауконитов содержатся ионы кальция, магния, калия и натрия, причем обычно кальций и в меньшей степени магний преобладают над калием и натрием, т. е. по характеру обменных катионов изученные глаукониты относятся преимущественно к категории магниевых-кальциевых. Содержание щелочных обменных катионов обычно колеблется от 1,5 до 12 мг-экв на 100 г. Для различных по крупности фракций одних и тех же проб видна тенденция к некоторому увеличению поглощенного основания с уменьшением размера частиц, что соответствует литературным данным (Трим, 1967).

Проведенное сравнение обменных количеств щелочных и щелочноземельных металлов с их валовыми содержаниями показало, что обменные кальций, магний, калий и натрий составляют соответственно 14,9—92,0; 0,8—16,9; 0,3—11,7; 2,9—88,9% от их валовых форм. Следует отметить, что процент содержания обменных катионов от их валовых количеств наиболее существенно колеблется для кальция и натрия, в некоторых пробах эти элементы представлены почти полностью обменными формами.

Общая емкость катионного обмена глауконита еще не характеризует в полной мере его поглотительные свойства, которые зависят также от состава обменных катионов и от того, какой именно из них участвует в конкретном случае применения. Так, поглощение глауконитом катионов переходных элементов четвертого периода происходит по механизму ионного обмена, сопровождающегося вытеснением ионов калия (Рябчиков и др., 1966). Устранение жесткости воды с помощью глауконита также осуществляется по принципу ионного обмена, но обменным в этом процессе является катион натрия (Рыковсков и др., 1937). В последнее время показаны возможности эффективного использования глауконита как поглотителя радионуклидов из радиоактивно загрязненных сточных вод (Феношина и др., 1976; Кацнельсон, 1976; Kohler, 1976). Механизм поглощения глауконитом радионуклидов стронция и цезия — процесс ионного обмена, в принципе описываемого законом действующих масс (Громов,



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Зависимость между емкостью катионного обмена и содержанием разбухающих слоев в структуре глауконитов

2 — образцы 10, 10/1, 121-6; 3 — образцы 966, 435; 4 — образцы 24а, 40, 150/2, 205/3, 205/4; 5 — образцы 40а, 53а, 101а, 108, 1086, 429, 201а, 108а

Фиг. 4. Зависимость между числом ионов калия и содержанием разбухающих слоев в структуре глауконитов

1 — образцы 106, 286, 536, 120; 2 — образцы 10, 10/1, 1506, 121/6; 3 — образцы 15а, 966, 435, 438; 4 — образцы 10а, 19а, 24а, 40, 150/2, 205/3, 205/4; 5 — образцы 40а, 53а, 101а, 108, 1086, 429, 201а, 108а

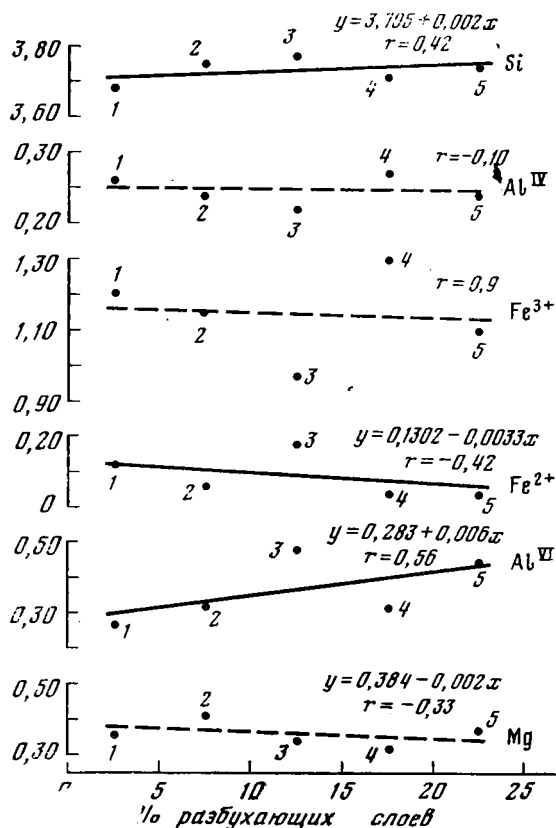
Спицын, 1975). Вместе с тем неоднородность обменных групп, обладающих различной энергией связи с обменивающимися катионами, и другие факторы приводят к нарушению этого закона. Если при сорбции стронция-90 ионообменный механизм является единственным, то поглощение цезия-137 осуществляется как ионообменно, так и фиксационным путем (Нерпин, Чудновский, 1967). Степень избирательности поглощения глауконитом цезия-137 и стронция-90 зависит от соотношений между слюистой и монтмориллонитовой фазами в структуре минерала. С увеличением процентного содержания разбухающих межслоевых промежутков сорбция радиогенного стронция повышается, а радиогенного цезия — уменьшается и наоборот.

В процессе геологического и технологического изучения глауконит-содержащих пород и глауконита Ростовской области проведено исследование эффективности их использования в качестве адсорбента пестицидов из почв (Воропаева и др., 1976; Кацнельсон, 1976). Глауконит в виде экранного мульчирующего слоя активно поглощает различные фосфорорганические, хлорорганические, серусодержащие пестициды (метафос, рогор, кельтан, ТМТД, эфирсульфонат и др.), резко уменьшая их содержание в почве. Адсорбция пестицидов глауконитом, как и общая емкость катионного обмена минерала, возрастает с уменьшением размера его частиц и с увеличением содержания разбухающих слоев в структуре. Сравнение поглощения пестицидов различными формами глауконитового материала (концентраты глобулярного глауконита, глауконитсодержащие пески в естественном виде и после удаления глинистых частиц) показало, что, как и следовало ожидать, кварцево-глауконитовые пески поглощают пестициды хуже, чем выделенные из них глауконитовые концентраты, и несколько лучше, чем те же пески, отмытые от глинистой фракции.

Известно, что имеется возможность получения технического силикагеля при активации глауконита серной кислотой (Казаков, 1957). Глауконит, характеризующийся широко развитым изоморфизмом в тетраэдрах и особенно в октаэдрах, довольно сильно разрушается при об-

работке горячей серной кислотой. При этом по аналогии с некоторыми другими слоистыми силикатами разрушение будет тем значительнее, чем выше содержание разбухающих слоев в структуре минерала и чем больше в октаэдрах катионов Fe^{3+} и Mg^{2+} по сравнению с Al^{3+} , поскольку связи магния и железа с кислородом менее прочны, чем алюминия, и при воздействии кислоты на слоистые силикаты соответствующие окислы выносятся в первую очередь (Тарасевич, Овчаренко, 1975). Таким образом, степень пригодности глауконитов для получения силикагеля определяется увеличением в структуре минерала числа разбухающих слоев и повышенным содержанием в октаэдрах железа и магния.

Важным технологическим показателем, определяющим эффективность магнитного обогащения глауконитовых руд, является содержание железа в глауконитах. Магнитная восприимчивость глауконитовых



Фиг. 5. Зависимость между числом ионов Si, Al^{IV}, Fe³⁺, Fe²⁺, Al^{VI}, Mg и содержанием разбухающих слоев в структуре глауконитов

1 — образцы 10б, 28б, 53б, 120; 2 — образцы 10, 10/1, 150б, 121б; 3 — образцы 15а, 96б, 43б, 43б; 4 — образцы 10а, 19а, 24а, 40, 150/2, 205/3, 205/4; 5 — образцы 40а, 53а, 101а, 108, 108б, 429, 201а, 108а

зерен находится в прямой зависимости от суммы окислов железа (Bentor, Kastner, 1965; McRae, 1972). По данным этих авторов, при содержании $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ в глауконите в пределах 16—18% его магнитная восприимчивость (в CGS, 10⁻⁶) составляет ~22, а содержание железа 25—28% соответствует магнитная восприимчивость 33—35.

Для производства красящего пигмента может быть пригоден глауконит с содержанием окисного железа не менее 16% (Ландра и др., 1953), т. е. железистая разновидность минерала, преобладающая в опробованных нами разрезах. Как показали исследования проб глауконитов Ростовской области, выполненные Ленинградским научно-производственным объединением «Пигмент», и согласно литературным данным (Толстихина, 1963), красящая способность пигмента, характеризующая интенсивность его цвета, находится в прямой зависимости от содержания железа в глауконите, цвет обусловлен наряду с другими факторами соотношением между закис-

ными и окисными формами железа в химическом составе минерала. Для уточнения этого соотношения в связи с окислением некоторой части FeO в процессе химического анализа железосодержащих силикатов целесообразно в комплексе с химическим анализом использовать мессбауэровскую спектроскопию (Белов и др., 1973). С увеличением содержания разбухающих межслоевых промежутков в структуре глауконита масло-

емкость пигмента повышается, а укрывистость — снижается, т. е. происходит ухудшение технологических показателей пигментного сырья. Меньшую цветность так называемых глубоководных глауконитов, снижение степени их пигментации, Л. И. Горбунова (1950) объясняет увеличением тонкой примеси свободного кремнезема, уменьшением содержания железа и увеличением алюминия.

Изучением возможностей использования глауконита из месторождений Ростовской области (Кацнельсон, 1976) установлена его пригодность как комплексного минерального удобрения почв на виноградных плантациях, при выращивании сахарной свеклы (данные Всесоюзного НИИ сахарной свеклы), томатов и других культур и как компонента питательных сред при культивировании микроводорослей для нужд животноводства и рыбного хозяйства.

Внесение в почву определенных количеств глауконита значительно усиливает интенсивность размножения полезной микрофлоры черноземов, определяющей почвенное плодородие. В естественных условиях почвенный слой обычно развивается в первую очередь на прослоях и линзах обогащенных глауконитом пород (Николаева и др., 1971). По наблюдениям многих исследователей, в различных частях земного шара почвы, содержащие глауконит, отличаются высоким плодородием (McRae, 1972). Глауконит в почвах изменяет состояние калия, являясь источником его обменных форм (Ahmad et al., 1968), увеличивает емкость катионного обмена, степень удерживания влаги (Tedrow, 1966), повышает содержание доступных фосфатов (Ahmad et al., 1968), магния, кальция, железа (McRae, 1972 и др.).

Обменная способность глауконита при его внесении в почву действует в течение многих лет (Лобанов, 1965) и связана, по-видимому, с постепенным переходом катионов из необменных позиций в обменные под воздействием выделяемых растениями органических кислот. Гидрослюды в почвах могут превращаться в монтмориллонит (Горбунов, 1974). В частности, содержание обменного калия в почвах увеличивается благодаря воздействию кислых выделений корней и микроорганизмов на слюды и гидрослюды, которые при переходе в минералы группы монтмориллонита освобождают калий (Петербургский, 1971). Сущность кислотного выветривания глауконита в почвах заключается в потере калия и железа и появлении или увеличении содержания разбухающих слоев с усилением химической мобильности октаэдрических компонентов (Wurman, 1960; Cloos et al., 1961; Ahmad et al., 1968; McRae, 1972), в дальнейшем может происходить накопление каолинита и свободных окислов железа (Wolff, 1967; McRae, 1972).

Результаты технологических испытаний глауконитов различного структурного типа и химического состава в комплексе с приведенными выше данными показывают, что гетерогенные структуры с 10—25% разбухающих слоев по сравнению с более однородными характеризуются повышенной степенью перехода в жидкую фазу элементов питания растений, эффективнее улучшают качество посадочного материала винограда, а также усиливают рост и развитие рассады томатов. В то же время относительно гомогенные структуры с пониженным (до 10—15%) числом разбухающих межслоевых промежутков, обладающие по сравнению с гетерогенными глауконитами более значительными запасами резервного калия и других элементов питания растений, при внесении в почву, подвергаясь выветриванию, эффективнее проявляют себя как медленно действующее удобрение.

Представление о возможностях оценки качества глауконита было бы неполным без изучения закономерностей распределения элементов-примесей в этом осадочном полезном ископаемом. Указанная проблема обсуждается в работах П. П. Пилипенко (1927, 1935), А. В. Казакова (1957), М. Ф. Каширцевой и др., (1961), В. Н. Холодова и др.

(1966), А. П. Ясырева (1966), Т. А. Степановой (1970), И. С. Боровской (1974) и других исследователей, а также рассматривается в отдельной публикации авторов (Нырков, Кацнельсон, 1976).

В глауконитах накапливаются литий и особенно бор (Пилипенко, 1927, 1935; Казаков, 1957; Ясырев, 1966, и др.). Концентрации лития обычно повышаются (до 0,012%) в светло-зеленой фракции глауконитовых зерен с уменьшением содержания двухвалентного железа, совместно с которым литий может входить в октаэдрические позиции кристаллической решетки минерала (Ясырев, 1966).

В изученных нами глауконитах бассейна Дона содержание окиси бора находится в основном в пределах 0,05—0,18%. Изменение концентрации бора в зависимости от структурного типа и величины глауконитовых зерен различными исследователями трактуется по-разному. По данным А. П. Ясырева (1966), содержание бора почти не зависит от окраски минерала, но резко снижается в окисленном глауконите, по-видимому, за счет выноса.

В. Н. Холодовым с соавторами (1966) показано, что глаукониты из кварцево-глауконитовых песков продуктивной толщи ряда фосфоритовых месторождений Русской платформы содержат повышенные количества редкоземельных элементов (0,12—0,36%), причем их наибольшие концентрации приурочены к темно-зеленой фракции глауконитовых зерен, обогащенной калием и железом. Предполагается, что эта приуроченность связана частично с изоморфным замещением редкоземельными элементами железа или калия в кристаллической решетке глауконита, частично с органическим веществом, пиритом, сидеритом и гидроокислами железа, заполняющими полости и радиальные трещинки внутри крупных зерен темно-зеленой фракции. Обогащение этого типа глауконита редкими землями аргументируется повышенным содержанием редкоземельных элементов в иловых растворах, определяющих ход диагенетических процессов (Холодов и др., 1966).

С точки зрения извлекаемости растениями, возможности использования в рыбном хозяйстве, животноводстве, в качестве сорбента и др., важное значение имеют формы вхождения элементов в глаукониты. По этому признаку микроэлементы можно разделить на: 1) входящие в решетку минерала, 2) адсорбируемые на поверхности частиц, 3) находящиеся в минералах-узниках, захваченных при кристаллизации, 4) механические примеси. Очевидно, из глауконита в первую очередь могут быть извлечены элементы, адсорбируемые на поверхности частиц, а также составляющие в нем хорошо растворимую механическую примесь других минералов. Последнее было показано У. И. Феношиной с соавторами (1966) на примере кальция и фосфора при исследовании процесса разложения глауконита некоторыми органическими кислотами.

Известно, что глауконит может служить носителем биологически активных микроэлементов (цинка, меди и др.) для обработки (внекорневой подкормки) растений суспензиями, приготовленными путем обмена ионов этих элементов и щелочных металлов глауконита. Как экспериментально показали венгерские исследователи О. Либор и Е. Варга (Libor, Varga, 1963) путем ионного обмена происходит поглощение глауконитом Zn^{2+} и Cu^{2+} , а при определенных условиях наблюдается полная десорбция обоих катионов. Слабая связь этих малых элементов с носителем позволяет предположить, что они адсорбируются на поверхности частиц глауконита. В то же время такие сидерофильные элементы, как кобальт и никель, очевидно, могут изоморфно замещать железо в кристаллической решетке этого минерала (Ясырев, 1966; Боровская, 1974). В решетку глауконита входит и титан (Феношина и др., 1966), который, кроме того, может также образовывать включения самостоятельных минералов внутри глауконитовых зерен (Каширцева и др., 1961).

Описаны ураноносные глаукониты (содержание урана 0,04—0,7%), которые чаще всего представлены свежими, не затронутыми процессами окисления или выщелачивания темно-зелеными зернами с темными включениями. Предполагается, что эти включения выражены лейкоксеном и органическим веществом, с которыми связаны налеты урановых черней, по-видимому, диагенетического характера (Каширцева и др., 1961).

ВЫВОДЫ

1. Изученные глаукониты являются преимущественно высокожелезистыми гетерогенными смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями с содержанием разбухающих межслоевых промежутков в пределах 5—25%, слюдистые структуры относятся к политипам 1M—1M *d*. Емкость катионного обмена, концентрации кремния, Al^{VI} и воды находятся в прямой зависимости от процентного содержания в структуре минерала разбухающих межслоевых промежутков. Концентрации калия, закисного железа, магния, а также величины октаэдрического и суммарного слоевых зарядов уменьшаются с увеличением количества разбухающего компонента. На содержании трехвалентного железа и величине тетраэдрического заряда изменение соотношения между слюдистыми и монтмориллонитовыми пакетами заметно не сказывается. Все исследованные образцы на диаграмме для диоктаэдрических слюд оказались расположенными в пределах поля глауконитов.

2. Глауконитовые зерна с преобладанием фракции, содержащей до 10—15% разбухающих межслоевых промежутков, относительно совершенной структуры, преимущественно темно-зеленого цвета, с повышенными содержаниями калия, закисного железа, пониженными величинами емкости катионного обмена, концентраций низкотемпературной воды, ряда малых элементов пригодны в первую очередь для использования как пигментное сырье, а также в качестве минерального удобрения постепенного действия.

3. Глаукониты неупорядоченной структуры с 10—25% разбухающих слоев, обычно более светлой окраски, отличаются пониженной концентрацией калия, двухвалентного железа, повышенными емкостью катионного обмена, содержанием низкотемпературной воды, обогащены некоторыми малыми элементами (марганец, кобальт, титан, ванадий, цинк) и по сравнению с темно-зеленой фракцией в общем обладают лучшими агрономическими и поглощательными свойствами. Они характеризуются повышенной степенью перехода в жидкую фазу элементов питания растений, что использовано в процессе культивирования хлореллы для нужд животноводства на питательной среде с глауконитом, а также при выращивании ряда сельскохозяйственных культур.

4. Вместе с тем характеристика структурно-химических особенностей глауконита для его качественной оценки не является однозначной. Так, эффективность применения глауконита как медленно действующего удобрения выше для темно-зеленой фракции и связана, по-видимому, с постепенным переходом калия и других катионов из необменных позиций в обменные под воздействием выделяемых растениями органических кислот.

5. Другие технологические свойства, показатели качественной оценки и эффективность практического использования глауконита также во многом определяются особенностями его кристаллического строения и химического состава.

6. Структурная гетерогенность, разнообразие состава и свойств глауконитов отражают не только степень их зрелости, а также завершенности и концентрированности осадочно-диагенетического процесса глауконитизации, но и характер вторичных изменений, связанных с деградацией слюдистых структур. Одну из задач дальнейших исследований

авторы видят в выяснении зависимостей между структурно-химическими параметрами, технологическими свойствами и теми генетическими особенностями глауконита, которые обусловлены аутигенным или обломочным характером происхождения глауконитовых скоплений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аринишкина Е. Ф. Руководство по химическому анализу почв. Изд-во МГУ, 1970.
- Белов В. Ф., Кузьмин В. И., Химич Т. А., Добровольская Н. А., Шипко М. Н. О применении мессбауэровской спектроскопии для исследования железистых турмалинов.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 4.
- Боровская И. С. Геохимические особенности фосфоритоносных отложений Вятско-Камского месторождения фосфоритов.— В кн.: Генезис и закономерности размещения фосфоритов. М., «Наука», 1974, стр. 92—106.
- Воропаева З. Е., Кацнельсон Ю. Я., Шамрай Л. И. Глауконит — адсорбент вредных химических веществ.— Экспресс-информация (Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллич. полезн. ископ.). М., ВИЭМС, 1976, № 2.
- Горбунов Н. И. Минералогия и коллоидная химия почв. М., «Наука», 1974.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 114, геол. сер. (№ 40), 1950.
- Грим Р. Э. Минералогия и практическое использование глин. М., «Мир», 1967.
- Громов В. В., Спицын В. И. Искусственные радионуклиды в морской среде. М., Атомиздат, 1975.
- Казakov А. В. Глауконит.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 152, геол. сер. (№ 64), 1957.
- Кацнельсон Ю. Я. Некоторые итоги и очередные задачи изучения глауконита как полезного ископаемого многоотраслевого использования.— Экспресс-информация (Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллич. полезн. ископ.). М., ВИЭМС, 1976, № 5.
- Каширцева М. Ф., Шевнин А. Н., Воронкевич Л. В. Ураноносные глаукониты.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Ландра Э. К., Парданэ О. Ю., Поликарпов Н. К., Ритсо А. Э. Глауконит — зеленый пигмент, заменитель окиси хрома.— Хим. пром-сть, 1953, № 3.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Бутузова Г. Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол. М., «Наука», 1976.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Лобанов И. Ф. Глауконит — ценное удобрение.— Природа, 1965, № 6.
- Лозвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Муравьев В. И., Воронин Б. И. Гетерогенность состава глауконитовых зерен.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.
- Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы. М., «Наука», 1967.
- Николаева И. В., Бородаевская З. В., Сухаренко А. В., Голубова Г. А., Зеркалова М. И. Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и северо-запада Русской платформ.— В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., «Наука», 1971.
- Нырков А. А., Кацнельсон Ю. Я. Некоторые геохимические особенности глауконитов различных типов.— В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1976.
- Петербургский А. В. Агрохимия и физиология питания растений. М., Россельхозиздат, 1971.
- Пилипенко П. П. Литий в глауконитах.— Минеральное сырье, 1927, № 7—8.
- Пилипенко П. П. К вопросу о структуре и химическом составе глауконита.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1935, т. 13, № 1.
- Рыковсков А. Е., Населенко Н. П., Морозов А. Н. Исследование процесса смягчения жестких вод по принципу катионного обмена.— Матер. ЦНИГРИ. Геохимия, сб. 1. Л.— М., ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Рябчиков Д. И., Цитович И. К., Торпудзиян М. К. Сравнительное исследование ионообменных свойств серпентинита, глауконита и бентонита.— Ж. прикл. химии, 1966, т. XXXIX, вып. 12.
- Соколова Е. П. О рентгенометрическом изучении минералов группы слюд.— Рентгенография минерального сырья, 1966, № 5.

- Степанова Т. А.— Геохимические особенности продуктивной толщи фосфоритового бассейна.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Толстихина К. И. Природные пигменты Советского Союза, их обогащение и применение. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Феношина У. И., Геренчук Н. К., Цвик С. М. О разложении глауконита органическими кислотами.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 7. Изд. Львовского ун-та, 1966.
- Феношина У. И., Туркевич Г. И., Грищук В. Е., Жилевский Д. Я., Ковалев В. И. Глаукониты Украины и перспективы их использования в народном хозяйстве.— В кн.: Матер. XI Всес. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976.
- Холодов В. Н., Горский С. П., Казанский М. Г. Редкие земли в глауконитах.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А., Соколова А. Л., Казаков Г. А. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Ясцурев А. П. Распределение микроэлементов в глауконитах Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4.
- Ahmad N., Jones R. L., Beavers A. H. Genesis, mineralogy and related properties of West Indian soils. 1. Montserrat Series, derived from glauconitic sandstone, Central Trinidad.— J. Soil Sci., 1968, v. 19.
- Bentor Y. K., Kastner M. Notes on the mineralogy and origin of glauconite.— J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, No. 1.
- Brown G., McEwan D. M. K. X-ray diffraction by structures with random interstratification.— In: X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals, G. W. Brindley (ed.). Chap. XI, Mineral. Soc. Great Britain, Monogr., 1951.
- Cimbalnikova A. Type, extent and mode 10Å/14Å interlayering in glauconites.— Acta Univ. Carol. Geol., 1970, No. 4.
- Cimbalnikova A. Cation exchange capacity of glauconites.— Casopis pro mineralogii a geologii, 1971, v. 16, No. 1.
- Cloos P., Fripiat J. J., Vielvoye L. Mineralogical and chemical characteristics of a glauconitic soil of the Hageland region (Belgium).— Soil Sci., 1961, v. 91, No. 1.
- Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, No. 3—4.
- Kohler E. E. Zur möglichen Verwendung von Glaukonit als Ionenaustauscher bei der Aufbereitung radioaktiver Abwässer.— Z. f. Wasser- und Abwasser-Forschung, 1976, B. 9, No. 3.
- Libor O., Varga E. Biologiallag aktiv mikroelemek megkötődese es deszorpcioja glaukoniton.— Agrokemia es Talajtan, 1963, 12, No. 4.
- Manghnani M. H., Hower J. Glauconites: cation exchange capacities and infrared spectra. Part I. The cation exchange capacity of glauconite.— Amer. Mineralogist, 1964, v. 49, No. 5—6.
- McRae S. G. Glauconite.— Earth Sci. Rev., 1972, v. 8.
- Tedrow J. C. F. Properties of sand and silt fractions in New Jersey soils.— Soil Sci., 1966, v. 101, No. 1.
- Thompson G. R., Hower J. The Mineralogy of glauconite.— Clays and Clay Minerals, 1975, v. 23.
- Wolff R. G. X-ray and chemical study of weathering glauconite.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, No. 7—8.
- Wurman E. A mineralogical study of a gray-brown podzolic soil in Wisconsin derived from glauconitic sandstone.— Soil Sci., 1960, v. 89, No. 1.

Волго-Донское территориальное
геологическое управление,
Ростов-на-Дону,
Политехнический институт,
Новочеркасск

Дата поступления
31.V.1977

УДК 551.312.26+762.33(574.5)

**О СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ
ФЛИШОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ хр. КАРАТАУ
(ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Б. В. ПОЛЯНСКИЙ, М. П. ДОЛУДЕНКО

Тонко-ритмичнослоистые флишOIDные отложения верхней части карабастауской свиты представляют собой результат сезонных накоплений пелит-кальцитовых (зимних) и доломитовых (летних) осадков в условиях солончатоводного озера в аридном климате. Тонкая градационная седиментация регулярно, через 11 или 20—35 лет, нарушалась отложением грубого карбонатно-терригенного материала, что объясняется периодичностью солнечной активности. По годичным прослойкам подсчитан абсолютный возраст накопления осадков. Выводы об их генезисе увязаны с причинами периодической массовой гибели озерной фауны и подтверждены характером захоронения и видовым составом растений.

Верхнеюрские карбонатные флишOIDные отложения хр. Каратау или так называемые рыбные сланцы являются уникальным геологическим объектом из-за удивительной насыщенности их остатками древней фауны и флоры и отсутствия подобных сероцветных пород в пределах территории развития континентальных аридных накоплений этого возраста севера Средней Азии и Южного Казахстана.

С начала нашего столетия по настоящее время флору и фауну насекомых и позвоночных из этих отложений изучали А. В. Мартынов, А. И. Турутанова-Кетова, Р. Ф. Геккер, Б. Б. Родендорф и возглавляемый им коллектив палеоэнтомологов Палеонтологического института АН СССР, а также А. Н. Рябинин, А. Г. Шаров, В. Н. Яковлев, Г. В. Сакулина, Э. Р. Орловская, М. П. Долуденко и многие другие исследователи. Условиям осадконакопления верхнеюрских образований были посвящены работы М. Ф. Филипповой, Р. Ф. Геккера, А. К. Бувалкина и некоторые статьи в монографии «Юрские насекомые Каратау» (1968). Итоги дискуссии об экологии фауны и флоры и условиях образования осадков Каратауского озера были подведены в 1968 г. во время экскурсии на юрские отложения хр. Каратау в связи с Пятой палеоэколого-литологической сессией (Путеводитель экскурсий..., 1968). В последних работах М. П. Долуденко и Э. Р. Орловской (1975, 1976) отмечалась четкая зависимость состава верхнеюрской флоры от палеоклиматических особенностей региона, а степени ее сохранности — от динамики среды седиментации, и кроме того, кратко освещалась палеоландшафтная обстановка в ранней — средней и поздней юре.

Из анализа опубликованных работ становится очевидным, что вопросы седиментогенеза верхнеюрских отложений хр. Каратау остаются во многом противоречивыми или слабо освещенными, особенно в отношении типа седиментационного бассейна, его динамики и фациальной характеристики, особенностей ландшафта как самого бассейна, так и областей сноса, климатической обстановки, экологии флоры и фауны

и т. д. Этот перечень нерешенных проблем в значительной мере оправдывает публикацию настоящей статьи.

Фактической основой статьи послужила богатая коллекция пород карабастауской свиты (более 2000 обр.) с остатками верхнеюрской флоры и фауны из местонахождения Аулие, собранная М. П. Долуденко во время полевых работ 1968—1972 гг. По данным флористического и спорово-пыльцевого анализа, возраст этой свиты определяется в пределах верхнего келловоя — кимериджа (Бувалкин, 1968; Сакулина, 1971; Долуденко, Орловская, 1976).

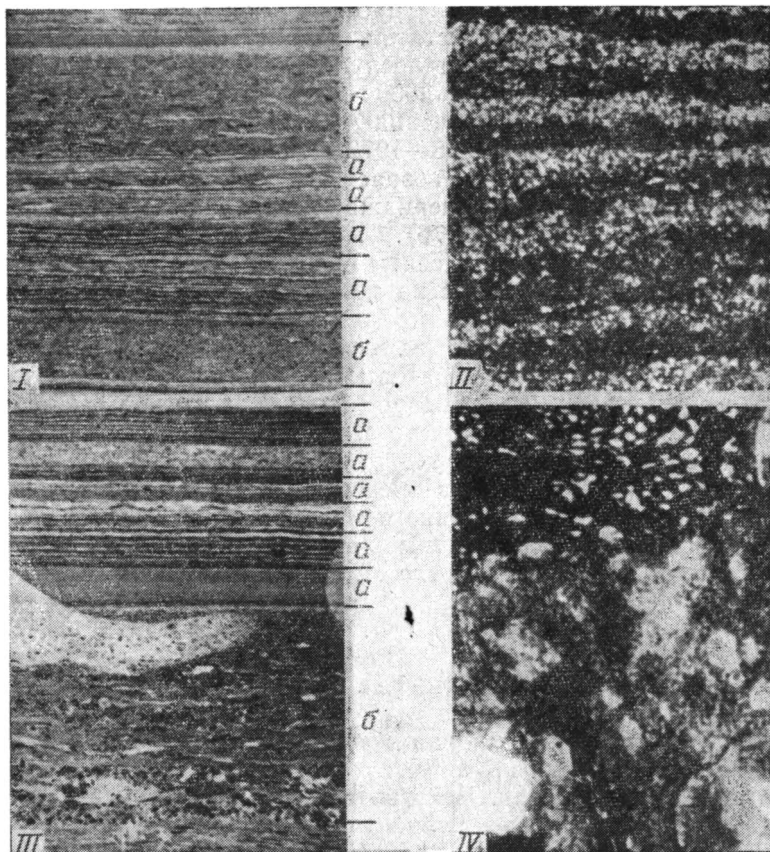
Отложения карабастауской свиты мощностью 270—300 м лежат со стратиграфическим несогласием на терригенных, в нижней части углелосных, отложениях нижней — верхней юры, либо с резким угловым несогласием на породах палеозоя. В основании свиты залегает горизонт среднегалечных конгломератов мощностью до 20 м, который по простираению выклинивается. Выше следует сложное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов и глинистых известняков, быстро замещающих друг друга по простираению. Среди алевролитов и глинистых известняков очень редко встречаются линзы черного блестящего угля аллохтонного накопления. Рассматриваемые в статье тонкослоистые карбонатные отложения составляют не менее 60 м общей мощности свиты и тяготеют к верхней ее части (Бувалкин, 1968).

Впервые они были изучены М. Ф. Филипповой (1948), которая выделила две разновидности: доломиты глинисто-известковистые и известняки и мергели тонкослоистые доломитистые песчаные. Со ссылкой на Н. М. Страхова (1945_{а, в}) и Д. Г. Сапожникова (1942) она указала на возможность сезонного накопления каратауских верхнеюрских карбонатов по аналогии с оз. Балхаш, но не рассматривала процессы осадконакопления. Действительно, иными причинами, нежели сезонными изменениями, невозможно объяснить такое частое ритмичное чередование разнородных прослоев в породе, каждый из которых должен отражать определенную фациальную обстановку, а пара слоев — годовое осадконакопление. Макроскопически они представляют собой горизонтальное или горизонтально-волнистое тонкое ритмичное переслаивание светло-серых, почти белых, прослоев тонкозернистых доломитовых и темно-серых глинисто-кальцитовых пород (фигура, I—III). Глинисто-кальцитовые прослоики имеют примесь кварцевого материала мелкопесчаной размерности, обломки известняка, обрывки растительных тканей и тонкорассеянный углистый детрит.

Отчетливо выделяются два генетических типа пород, отличающихся гидродинамикой среды седиментации, мощностью сезонных ритмов, их соотношением и характером сортировки карбонатного и терригенного материала: 1) генетический тип озерных тонкозернистых терригенно-карбонатных пород и 2) генетический тип озерных грубозернистых карбонатно-терригенных пород.

Эти генетические типы можно отнести к фации солоноватоводного озера в условиях аридного климата.

1. Генетический тип озерных тонкозернистых пород имеет тонкую ритмичную слоистость, которая подчеркивается частым чередованием светло-серых, почти белых, слоев мощностью 0,1—0,2 мм и темно-серых — мощностью 0,1—0,5 мм, составляющих пары слоев или ритмы (фигура, I, II). Они сгруппированы, как правило, в серии мощностью обычно от 0,2 до 1 см, где насчитывается 10—12, чаще 11 пар слоев (фигура, I, а, III, а). Серия начинается четким темно-серым глинисто-кальцитовым слоем мощностью 0,2—0,5 мм, выше которого следует ритмичное чередование слоев с постепенным увеличением количества доломитовых за счет уменьшения мощности глинисто-кальцитовых.



Характер ритмичной слоистости и распределения терригенно-карбонатного материала в породах карабастауской свиты

I — чередование генетических типов пород: *a* — генетический тип озерных тонкозернистых тонкослоистых пород, представленный серией тонкого чередования годовичных ритмов; *б* — генетический тип озерных относительно грубозернистых пород, представленный годовичным ритмом. Пришлифовка поперечного среза штуфа, $\times 3$.

II — серия годовичных ритмов генетического типа озерных тонкозернистых пород. Темное — пелит-кальцитовый материал (зимнее осадконакопление), светлое — доломит (летнее осадконакопление). Шлиф, $\times 35$, без анализатора.

III — переход отложений генетического типа грубозернистых пород к генетическому типу тонкозернистых пород, отражающий климатические изменения от сезонов повышенной увлажненности к засушливым этапам; *a* и *б* — те же типы, что и на фото I. Пришлифовка поперечного среза штуфа, $\times 3$; светлое пятно в центре (К) — результат травления соляной кислотой.

IV — характер сортировки обломочного материала в генетическом типе озерных грубозернистых пород. Светлое — кварц, кальцит, черное — углистые включения, глинистый материал. Видно клеточное строение в кусочке фюзена. Шлиф, $\times 35$, без анализатора

В результате завершающая часть серии фиксируется практически чистым доломитом, который отчетливо виден на поперечном срезе породы в виде светлого прослоя мощностью около 1 мм. Обычно в породе серии сгруппированы по 3—4, составляя группу таких серий продолжительностью от 20 до 30—35 лет (см. фигуру, I).

Под микроскопом светло-серые слои (см. фигуру, II) состоят из зерен доломита неправильно округлой или ромбовидной формы размером 0,01—0,03 мм с Ng^1 1,67—1,69, без видимой примеси пелитовых и крупных углистых частиц. На поверхности наслоения иногда встречаются остатки рачков-конхостраков и пылевидный углистый детрит. Темно-серые прослойки (см. фигуру, II) имеют вид пелитоморфной

массы глинисто-кальцитового материала средней сортировки, значительно обогащенной углистым веществом как в тонкорассеянном, так и фрагментарном виде, которое придает породе темную окраску. В виде крупных включений содержатся линзочки и кусочки витрена и фюзена размером до 0,5 см, сохранившие клеточную структуру, почти не деформированные кутикула и макроспоры и обрывки различных растительных тканей. Минеральные включения представлены неокатанными и слабоокатанными корродированными зернами кварца и кварцита алевроитовой размерности.

2. Генетический тип озерных грубозернистых пород слагает единичные крупные ритмы мощностью 0,5—1 см, которые разделяют ритмы или их серии (см. фигуру, I, б). Нижний элемент такого крупного ритма представлен темно-серым глинисто-кальцитовым материалом плохой сортировки, насыщенным углистой органикой как в тонкорассеянном состоянии, так и в виде крупных кусков (до 0,5—0,8 мм) фюзенизированных частей древесины, витренизированных покровных тканей растений и обрывков кутикулы. Фюзен имеет отчетливую клеточную структуру, причем межклеточные пространства заполнены кальцитом. Макроспоры и кутинизированные части растений имеют хорошую сохранность и ориентированы по наслоению. Здесь же встречены неопределимые единичные тонкие створки раковин серповидного сечения, замещенные кальцитом, размером до 0,5 мм. Обломочный материал представлен корродированными зернами кварца, кварцита, кальцита и белого известняка размером 0,05—0,1 см, редко — до 1 см (см. фигуру, IV). Обломки ориентированы по наслоению. В пределах нижнего элемента генетического типа видна четкая сортировка по крупности зерна. В основании ритма располагаются наиболее крупные обломки пород и растительной органики, размер которых выше быстро уменьшается, т. е. отчетливо проявляется наслоение типа *graded bedding*. В нижней части отмечается большое количество тонких линзочек и линзовидных прослоев доломита, ориентированных по наслоению, которые в верхней части нижнего элемента исчезают одновременно с уменьшением количества и размеров углистых включений. Верхний элемент ритма мощностью 2—5 мм имеет пелитоморфную структуру и обычно более однородную пепельно-серую окраску за счет меньшего содержания углистого детрита. Непосредственно в его кровле располагается тонкий слой доломита, который заканчивает ритм (см. фигуру, III, б).

Приведенная микроскопическая диагностика рассматриваемых отложений была подтверждена рядом лабораторных исследований. Химический состав пород, по данным А. К. Бувалкина (1968), характеризуется содержанием пиритного железа в количестве 0,14—1,02% при постоянном присутствии пиритной и сульфатной серы соответственно в количествах 0,26—0,74 и 0,08—0,37%, что в целом свойственно осадкам солоноватоводных водоемов с высокой концентрацией ионов SO_4^{2-} . В то же время содержание хлора не превышает 0,06%, что может говорить о бедных хлоридами водах верхнеюрского озера.

Карбонатность отложений меняется от 20 до 80%, причем в каждой из анализируемых проб присутствуют MgCO_3 , CaCO_3 , MnCO_3 и FeCO_3 , что отмечается и в шлифах. Так, окрашивание открытых шлифов по методу Л. Е. Штеренберга (1965); (Штеренберг и др., 1972) позволило четко различить бесцветные доломитовые слои, розовые — пелит-кальцитовые и зеленоватые — железистые карбонаты.

Содержание доломита в рассматриваемых породах высокое и колеблется от 10 до 70%, достигая максимума в тонкослоистых породах с преобладанием светлых слоев (Бувалкин, 1968).

Состав глинистых минералов определялся в трех образцах методом дифрактометрии в лаборатории физических методов Геологического

института АН СССР. Было отмечено присутствие гидрослюды, следы минералов группы **монтмориллонита**.

Единичные образцы карабастауских пород в 1976 г. М. П. Долуденко передала на предварительное изучение проф. В. Хефлику и докт. Е. Лишковскому (ПНР). По их мнению (устное сообщение), основанному на результатах рассмотрения термограмм и дифрактограмм, эти породы содержат большое количество доломита, органического вещества, иллита и кварца. В виде примеси обнаружен аттапульгит (из группы палыгорскистов), который является показателем аридного климата.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

При рассмотрении карбонатных пород карабастауской свиты бросается в глаза в первую очередь тонкий ритмичный характер их слоистости и обилие разнообразных органических остатков. Как отмечалось выше, причину подобной текстуры многие исследователи справедливо видели в сезонной периодичности накопления терригенно-карбонатных осадков в озерном мелководном водоеме. Характерный ритмичный характер слоистости позволил нам отнести их к континентальным флишеидным образованиям, что не противоречит существующим представлениям о типах флишевых отложений и их генезисе (Вассоевич, 1951; Наливкин, 1961).

Каратауское озеро, по единодушному мнению его исследователей: Р. Ф. Геккера, 1948; М. Ф. Филипповой, 1948; А. К. Бувалкина, 1968; Д. В. Панфилова, 1968,— имело вытянутую форму, соответствующую современным очертаниям узкого грабена, ограниченного выходами палеозойских известняков, контактирующих с юрскими отложениями по разломам.

Состав ихтиофауны и редких остатков моллюсков и ракообразных из пород карабастауской свиты (Геккер, 1948) послужил основанием сделать вывод о пресных жестких водах озера, обогащенных солями Са и Mg, и предложить в качестве современного аналога оз. Балхаш (Сапожников, 1942; Страхов, 1945а, б; Филиппова, 1948). Нам кажется более доказательной точка зрения А. К. Бувалкина (1968) о том, что соленость Каратауского озера была высокой и непостоянной не только в связи с сезонностью аридного климата, но и с глубиной самого водоема. Это обстоятельство определило неравномерное терригенно-хемогенное осадконакопление в солончатоводном озере. Озеро в целом, видимо, было неглубоким. Наиболее мелководная область литорали служила местом выноса и накопления в основном терригенного материала. Озерная ихтиофауна приспособилась к постоянно и быстро меняющейся солености и приобрела черты эвригалинности. Однако в сезоны быстрого и резкого увеличения сухости климата, что выражается сближением доломитовых слоев в тонкозернистой тонкослоистой породе, концентрация солей Са и Mg значительно повышалась, что приводило к выпадению их в осадок и к массовой гибели рыб и другой фауны, связанной с озером.

Тот факт, что озеро было соленым, подтверждается и данными палеозоотомологов. А. Г. Пономаренко (устное сообщение) отмечает, что мир насекомых в самом Каратауском озере был очень беден, имеется лишь одна массовая водная форма, представленная тысячами экземпляров,— это клоп-гребляк *Karataviella brachyptera* В.— М. Высокая численность клопов-гребляков при очень низком разнообразии водных насекомых вообще очень характерна для водоемов засушливой зоны, например для солончатых озер Монголии. О солености озера свидетельствует и отсутствие в озерных осадках личинок (Пономаренко, 1977). Жуки, стрекозы, комары и другие водные насекомые пред-

ставлены только взрослыми формами, личинки же их жили, по-видимому, в каких-то других водоемах, скорее всего в реках и старицах; вода Каратауского озера, видимо, была непригодна для размножения насекомых из-за ее солености.

Вопросы климата и сезонности в позднеюрское время, по-видимому, требуют специального рассмотрения, к которому мы и переходим. Повсеместное развитие красноцветных терригенных, карбонатных и эвапоритовых отложений верхней юры в зоне Тетиса, расцвет ксерофитной флоры и, в частности, отложения доломитов в районе хр. Каратау, говорят о развитии в поздней юре на рассматриваемой территории засушливого аридного климата, резко отличного от гумидного в ранней — средней юре. Этому выводу противоречит заключение Д. В. Панфилова (1968), основанное на изучении позднеюрской энтомофауны, о влажном тропическом или даже муссонном климате в этом районе. В путеводителе экскурсии по Каратаускому озеру (1968) была показана несостоятельность этой точки зрения.

Для аридного климата, как известно, характерно чередование засушливого и дождливого периодов, практически без межсезонья. Во влажные периоды в озере скорее всего накапливался относительно грубый пелито-кальцитовый материал мощностью 0,5—1 см, в сухие — более тонкий доломитовый мощностью 0,1—0,5 мм, т. е. каждая пара слоев отражает годичное осадконакопление.

Тонкое равномерное или постепенно замедляющееся ритмичное переслаивание, характерное для генетического типа озерных тонкозернистых пород, характеризует длительные этапы фациально- и тектонически-стабильной обстановки, продолжавшиеся 10—12 лет, или же, с небольшими перерывами, 30—35 лет. В это время происходило равномерное по продолжительности чередование влажных зимних и засушливых летних сезонов. По данным А. К. Бувалкина (1968), содержание пирита и органического углерода в этих тонкослоистых карбонатных породах равно соответственно 1,89 и 1,75—3,05%. Прекрасная сохранность растительных остатков, представленных в основном целыми листьями и даже ветками, говорит о захоронении их на месте обитания или об их кратковременном переносе с побережья маловодными потоками, которые разгружали терригенный материал в прибрежной мелководной части озера. Захоронению и сохранности органических остатков способствовала восстановительная геохимическая обстановка в озере и спокойный гидродинамический режим.

Длительное спокойное осадконакопление прерывалось повышенной гидродинамической активностью и увлажненностью в сезоны половодий с приносом большого количества более грубых терригенных осадков в виде обломков известняка, кварцевого песка и крупных фрагментов растений (генетический тип озерных грубозернистых пород). Сезоны накопления таких осадков вновь сменялись 10—12-летними этапами все более замедленного ритмичного осаждения тонкого карбонатно-терригенного материала с постепенным уменьшением доли кальцит-пелитового, обогащенного мелкофрагментарным углистым детритом (см. фигуру, I, II, III). Таким образом, характер чередования зимних и летних осадков указывает на общий поступательно-прерывистый ход терригенно-хемогенного осадконакопления. Можно предположить, что нарушение процесса стабильной седиментации через каждые 10—12 (в среднем 11) лет могло быть связано с периодами солнечной активности, которые повторялись с подобной же последовательностью. Влияние циклов солнечной активности (развитие солнечных пятен) на процессы формирования терригенных, карбонатных и эвапоритовых осадков флишoidного типа отмечали многие исследователи. Так, в отложениях ангидритов верхней перми ФРГ (цехштейн) выделяются циклы в 11,3, 23 и 35 лет (Рихтер-Бернбург, 1968), что аналогично нашим данным.

Ритмичный характер сезонного осадконакопления в Каратауском озере дает возможность ориентировочного подсчета абсолютного возраста отложившихся осадков. Усредненная оценка возраста накопления 1 м рассматриваемых тонкослоистых пород дала значение 2500—5000 лет. Если принять общую мощность этих пород в составе карабастауской свиты 60 м, то время их накопления составит около 150—300 тыс. лет.

М. Пикард и Л. Хай (1974) приводят подсчеты скорости накопления озерных глинисто-карбонатных осадков верхнего триаса (формация Лакатонг) общей мощностью 1140 м. Время накопления этой толщи они определяют в 5 млн. лет, т. е. те же 60 м осадков должны были накапливаться за 260 тыс. лет, что согласуется с нашими данными.

Серии годовичных ритмов в карабастауских породах обычно заканчиваются отложением повышенного количества доломита, отражающего увеличение засушливости климата. Это сказывалось на экологии растительных и животных сообществ, связанных с существованием Каратауского озера. Остатки рыб, насекомых, рачков-конхостраков, листья и стебли растений обычно приурочены к тончайшим глинисто-кальцитовым прослойкам, либо непосредственно ниже серии таких прослоек в верхней части серий генетического типа озерных тонкозернистых пород.

Засушливые сезоны определяли насыщенность озерных вод солями Са и Mg и в результате массовую гибель рыб, особенно в изолированных озерных заливах (или «лагунах», по терминологии А. К. Бувалкина, 1968). Именно в такие неблагоприятные климатические моменты растения теряли свою листву и ветки, которые выносились в прибрежную зону. Что же касается многочисленных насекомых и редких позвоночных, то их биоценозы, естественно, были тоже в той или иной мере связаны с самим Каратауским озером, особенно в сезоны засухи, когда озеро концентрировало вокруг себя практически весь растительный и животный мир окружающего пространства. Насыщенная солями вода постепенно становилась непригодной для обитания и размножения не только рыб, но и насекомых, и вызывала их массовую гибель. Возможно, что озеро местами пересыхало, о чем свидетельствуют редкие трещины усыхания, глинистые катуны и знаки ряби (Геккер, 1948).

В противоречии с общим характером осадков находится неоднократно высказываемое предположение о крутых скалистых берегах Каратауского озера (Геккер, 1948; Бувалкин, 1968; Путеводитель экскурсии, 1968), обоснованное Р. Ф. Геккером данными А. И. Туртановой-Кетовой, описавшей богатую и разнообразную флору из рыбных сланцев. Как указано в «Путеводителе экскурсий»: «Найденные тогда формы растений дали представление о двух растительных сообществах — одном влаголюбивом и другом сухолюбивом. Первое сообщество представлено небольшим числом видов, их остатки очень редки и сохранились преимущественно в виде обрывков. К этим растениям принадлежали хвощи и папоротники (*Cladophlebis*, *Coniopteris*, *Sphenopteris*), пильсонии, некоторые гинкговые и голосеменные. Это сообщество было связано с заболоченными низинами, и то, что находок этих растений очень мало, было расценено как указание на то, что низких намывных берегов у озера было мало. Это хорошо согласовалось с представлением о крутых скалистых берегах озера. С такими берегами хорошо гармонирует состав второго, преобладающего сухолюбивого (ксероморфного) комплекса растений» (1968, стр. 20, 21). В более ранней работе Р. Ф. Геккер пишет: «Удаленность мест произрастания влаголюбивых форм позволяет говорить о более сухих, наверное высоких, быть может, крутых скалистых берегах этого бассейна, т. е. как раз таких, которые должны были благоприятствовать произрастанию флоры более ксероморфного типа» (1948, стр. 72). Это очень

условное допущение Р. Ф. Геккера всеми последующими исследователями почему-то принималось уже в качестве бесспорного доказательства крутых скалистых берегов озера.

А. К. Бувалкин (1968) отмечал, что во время накопления аллювиальных базальных конгломератов карабастауской свиты область размыва представляла собой расчлененный горный массив, возвышавшийся над уровнем озера на 500—1000 м (галька и валуны до 0,3 м). Далее, при описании вышележащих тонкослоистых карбонатных пород он опускает характеристику ландшафта озерного побережья. Получается, что и это предположение о рельефе принималось безоговорочно для времени накопления всех отложений свиты.

Более детальное изучение верхнеюрской флоры (Долуденко, Орловская, 1975, 1976) позволило считать флору в целом ксерофитной. По-видимому, не было необходимости привлекать для объяснения ее ксерофитности гипотезу о крутых скалистых берегах озера, так как общий характер аридного позднеюрского климата определял и облик флоры, жестколистность которой была одной из основных причин отличной сохранности, а отсюда и обилия ее находок.

На отсутствие скалистых берегов указывает и сам характер тонкослоистых карбонатных отложений практически без примеси грубого материала. Н. Н. Костенко, также основываясь на характере осадочных пород карабастауской свиты, еще в 1968 г. справедливо отрицал скалистые берега у Каратауского озера (Путеводитель..., 1968). Н. М. Страхов (Страхов, 1962) указывал, что предгорные впадины и межгорные котловины оказываются запрещенными для образования карбонатных аридных накоплений.

Наличие в илистом карбонатном материале редкой хорошо окатанной гальки известняка (Геккер, 1948), образование которой связывается также со скалистыми берегами, легко объяснить дальним приносом ее в сезоны половодий из районов бывшего распространения верхнепалеозойских известняковых конгломератов. Если бы берега озера слагались скальными выходами известняков, то в зоне абразивной деятельности прибрежных вод, у подножия этих скал, должны были накапливаться целые осыпи и шлейфы грубообломочного материала, остатков которых мы не находим.

В гипотезе о существовании «влаголюбивого» и «сухлюбивого» комплексов в верхнеюрской флоре Каратау, послужившей основой для утверждения о том, что берега озера были крутыми и скалистыми, есть два слабых места. Во-первых, принцип выделения в общем списке этой флоры форм низких заболоченных мест и форм лесной ассоциации (Геккер, 1948) кажется нам неубедительным. На каком основании одни виды папоротников *Sphenopteris* и *Coniopteris* помещены в болотные формы, а другие виды этих же родов в лесные? Почему *Czekanowskia* оказалась среди лесных форм, а *Phoenicopsis*, *Ginkgoites* и *Baiera* вместе с хвойным *Podozamites* среди форм низких заболоченных мест, хотя известно, например, что в юрских лесах Сибири гинговые, чекановские, подозамитовые были основными лесообразующими формами? Во-вторых, для объяснения фрагментарности материала «влаголюбивого комплекса» использована одна-единственная причина — дальность его переноса. Нам кажется, что в переносе остатков растений важна не столько длина пути, сколько динамика потоков. Одинаковый путь по тихой спокойной реке и по горному потоку даст разный эффект. И если берега были крутыми, как полагают некоторые исследователи, то перенос на несколько десятков метров по порожиному ручью может превратить листья в мелкие фрагменты. Более важным представляется нам качество исходного материала. У кожистых листьев, покрытых мощной кутикулой, которыми представлена почти вся ископаемая флора карабастауской свиты, конечно, больше шансов сохраниться в

целом виде, чем у нежных хрупких хвощей, папоротников и нильссо- ний, для разрушения которых иногда достаточно и небольшого волне- ния вод.

Наше положение о том, что флора, собранная в рыбных сланцах, является флорой, отражающей в основном прибрежную растительность, основано на том, что в большой коллекции имеются не только прекрас- ной сохранности листья и ветки беннеттитов и хвойных. Мы имеем в гораздо меньшем количестве, но тоже хорошо сохранившиеся, стебли хвощей, вайи папоротников *Coniopteris* и *Stachypteris*, целые длинные листья цикадовых *Nilssonia* и *Paracycas*, листья *Sphenobaiera*, пучок листьев *Czekanowskia*, которые захоронились тоже на месте их произ- растания или недалеко от него (Долуденко, Орловская, 1976, табл. XXXIX—XLV, LXII—LXXIII).

Таким образом, тонкослойные известковисто-доломитовые породы, содержащие обильные растительные остатки, фрагменты листьев и ве- точек и хорошо сохранившиеся крупные части растений (листья, ветки и вайи длиной до 0,5—0,8 м), свидетельствуют, по нашему мнению, в пользу накопления осадков в прибрежных, наиболее мелководных частях озера, берега которого были относительно пологими и покры- тыми ксерофитной растительностью.

Ксерофитный характер флоры вокруг оз. Каратау не вызывает сом- нения. Как мы отмечали ранее (Вахрамеев, Долуденко, 1976), влаго- любивые леса среднеюрской эпохи, в верхнем ярусе которой преобла- дали гинкговые, чекановские, древние сосновые и подозамитовые, а в нижнем — папоротники, цикадовые и беннеттитовые, уступили место низкорослым жестколистным вечнозеленым лесам, среди которых до- минировали хейролепидиевые и беннеттитовые. На большую роль хвой- ных во флоре Каратау указывает не только большое количество отпе- чатков побегов и шишек *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum* и *Elatocladus*, но и преобладание пыльцы *Classopollis* в спорово-пыльцевых комплек- сах карабастауской свиты. Засушливый климат вряд ли благоприятст- вовал развитию сомкнутых лесов, скорее всего это было редколесье типа арчовых лесов Средней Азии, маквиса Южной Франции, чаппа- рали западных районов США. Вероятно, хейролепидиевые представ- ляли собой низкорослые древовидные формы типа можжевельника, которые росли группами или поодиночке. Вместе с ними росли беннет- титовые с их прочными жесткими листьями и невысокими стволами. Более влаголюбивые формы могли обитать в подлеске и по берегам и в устьях ручьев и рек, впадавших в озеро. Значительные простран- ства на водоразделах могли быть вовсе лишены растительности.

ВЫВОДЫ

1. Верхнеюрские карбонатные флишеидные отложения верхней части карабастауской свиты хр. Каратау представляют собой тонкое ритмичное переслаивание слоев более светлого доломитового и более темного пелит-кальцитового материала мощностью от 0,1 мм до 1 см, содержащих мелкофрагментарный углистый детрит, обильные остатки растений, насекомых и позвоночных. Это переслаивание отражает на- копление осадков в условиях чередующихся засушливых летних и более влажных зимних сезонов. Годичная пара слоев, или годичный ритм, формировалась в результате накопления вначале глинисто-кальцито- вого материала, значительно обогащенного углистым детритом, затем доломитового, практически без терригенной примеси (генетический тип озерных тонкозернистых тонкослойных пород).

2. Серии слагаются 10—12, реже 20—25-годовыми ритмами, чере- дующимися в равномерной или равномерно-прерывистой последова- тельности, разделяясь годичными слоями аномальной мощности (до

1 см) более грубых терригенных осадков. Эти слои являются результатом осадконакопления в зимние сезоны повышенной увлажненности и гидродинамической активности (генетический тип озерных грубозернистых пород). Сезоны аномальной влажности обычно сменялись периодами повышенной аридности, выраженной постепенным сближением (сгущением) прослоек доломита с одновременным уменьшением доли пелит-кальцитового и углистого материала.

3. Периодическая повторяемость через 10—12 (в среднем 11) лет аномально увлажненных лет и последующих засушливых сезонов, нарушающих равномерный ход процесса терригенно-хемогенной седиментации, является скорее всего следствием проявления солнечной активности, имеющей 11-летнюю цикличность.

4. Седиментационный бассейн представлял собой соленое или солоноватоводное озеро с неравномерной насыщенностью солями кальция и магния не только в его пределах (повышенная концентрация в прибрежной зоне), но и в процессе озерного осадконакопления (осадка доломита в засушливые сезоны). Каратауское озеро было окружено выравненными относительно пологими берегами, которые были сложены известняками верхнего палеозоя. Река и ручьи, впадавшие в озеро, были маловодными, спокойными и выносили в зону мелководного побережья тонкий карбонатный материал, продукты разрушения коренных пород и фрагменты растений, быстро захоронявшиеся в прибрежном озерном карбонатном иле. Анализ тонкослоистых пород и обильной флоры карабастауской свиты позволил нам отказаться от существующей точки зрения о крутых скалистых берегах озера.

5. Растительные сообщества, населявшие озерное побережье, носили в целом ксерофитный характер, но содержали небольшую долю влаголюбивых растений, произраставших в подлеске и по берегам рек и ручьев. Массовые захоронения растений, прекрасная сохранность рыб, насекомых и редких позвоночных, биоценозы которых были тесно связаны с озерной средой, определялись периодически повторяющимися засушливыми сезонами, выраженными частым чередованием доломитовых слоев в верхней части серий слоев.

6. Состав основных породообразующих карбонатных и глинистых минералов (доломит, кальцит, кварц, иллиты, аттапульгит) в верхнеюрских карабастауских породах свидетельствует наряду с характером растительности в пользу жаркого, сухого климата. Геохимическая среда в озерных осадках, значительно обогащенных углистым веществом и пиритом, была восстановительной.

7. Резкое усиление динамики процесса осадконакопления во влажные сезоны, выраженное погрубением обломочного материала, дает возможность проведения детальной корреляции подобных явлений на площади развития отложений, аналогичных карабастауским, или синхронных им, но представленных иными фациями.

ЛИТЕРАТУРА

- Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана.— Тр. ИГН АН КазССР, 1968, т. 23.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Геккер Р. Ф. Каратауское местонахождение фауны и флоры юрского возраста. Тр. ПИН АН СССР, 1948, т. XV, вып. 1.
- Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. Граница средней и поздней юры — важный рубеж в истории развития климата и растительности Северного полушария.— Сов. геология, 1976, № 4.
- Долуденко М. П., Орловская Э. Р. Юрская флора хребта Каратау (Южный Казахстан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
- Долуденко М. П., Орловская Э. Р. Юрская флора Каратау.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 284.
- Наливкин Д. В. Флиш — континентальные отложения.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 4.

- Панфилов Д. В.** Эколого-ландшафтная характеристика юрской фауны насекомых Каратау.— В кн.: Юрские насекомые Каратау. М., «Наука», 1968.
- Пикард М., Хай Л. Р. мл.** Критерии распознавания пород озерного происхождения (пер. с англ.).— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., «Мир», 1974.
- Пономаренко А. Г.** Состав и экологическая характеристика мезозойских жесткокрылых.— В кн.: Мезозойские жесткокрылые. Тр. ПИН АН СССР, 1977, т. 161.
- Путеводитель экскурсий пятой палеоэколого-литологической сессии. Каратауское юрское озеро.** Ротапринт ЮКГУ, Алма-Ата, 1968.
- Рихтер-Бернбург Г.** Влияние циклов солнечной активности и других климатических циклов на образование ленточных эвапоритов.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии, М., «Мир», 1968.
- Сакулина Г. В.** Пыльца Classopollis в верхнеюрских отложениях юга Казахстана.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания, вып. 2. Палинология Казахстана. Ротапринт ОНТИ КазИМСа. Алма-Ата, 1971.
- Сапожников Д. Г.** Известково-доломитовый ил озера Балхаш.— Докл. АН СССР, Нов. сер., 1942, т. XXXVI, № 4—5.
- Страхов Н. М.** Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процессов доломитообразования.— Сов. геология, 1945а, № 4.
- Страхов Н. М.** О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадконакопления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945б, № 1.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза, т. III. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Турутанова-Кетова А. И.** Юрская флора хр. Каратау.— Тр. геол. музея АН СССР, 1930, т. VI.
- Филиппова М. Ф.** Петрографическая характеристика и условия образования юрских пород хр. Каратау.— Тр. ПИН АН СССР, 1948, т. XV, вып. 1.
- Штеренберг Л. Е.** К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Штеренберг Л. Е., Гречин В. И., Соловьев А. А., Шурина Г. Н.** К методике окрашивания карбонатных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Юрские насекомые Каратау. М., «Наука», 1968.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
15.VIII.1977

**НОРМАЛЬНЫЕ И ИЗОПРЕНОИДНЫЕ АЛКАНЫ
В УГЛЯХ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ КАТАГЕНЕЗА
МОМО-ЗЫРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ**

**Н. Д. ГУЛЯЕВА, В. Т. РАБОТНОВ, И. Б. КУЛИБАКИНА,
Н. Н. ЕЛАГИНА**

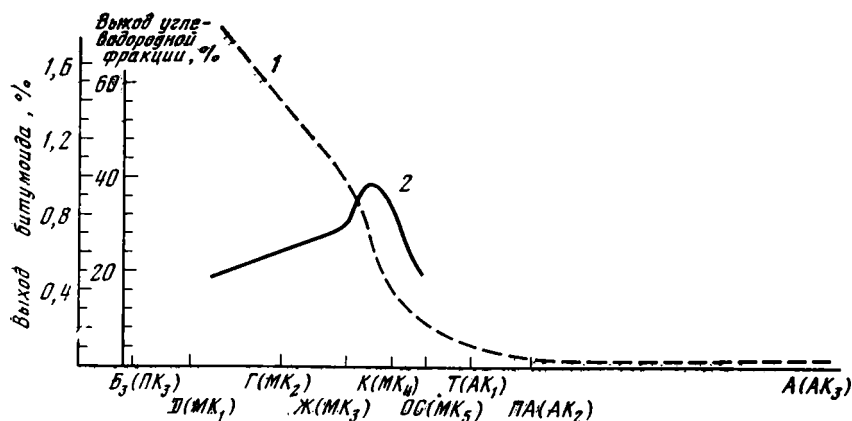
Изучено распределение нормальных и изопреноидных алканов в углях различной стадии катагенеза Момо-Зырянской впадины. Результаты проведенного исследования показывают, что закономерности распределения рассматриваемых углеводородов определяются глубиной превращения органического вещества углей в процессе катагенеза.

Взаимосвязь нормальных и изопреноидных алканов со строением углеродного скелета органического вещества (ОВ) исходных продуктов растительного или животного происхождения и путями его преобразования позволяет использовать данные об их распределении в породах для уточнения типа органического вещества и степени его катагенетической преобразованности.

Исследование нормальных алканов в углях различного возраста, проведенное Дж. Бруксом и Дж. Смитом (1971), показало, что их распределение определяется не стратиграфическим положением пластов, а степенью катагенетической преобразованности ОВ пород. Причем по мере увеличения стадии катагенеза происходит постепенное уменьшение коэффициента нечетности, рассчитанного для ряда $C_{23}-C_{31}$. Последующие работы (Leythaeuser, Welte, 1968, Родионова, 1973; Данилова, 1974; Конторович и др., 1974; Гуляева и др., 1976) подтвердили этот вывод и установили различное положение концентрационного максимума n -алканов в зависимости от стадии катагенеза углей. Наряду с парафиновыми углеводородами нормального строения в экстрактах углей обнаружены соединения с изопреноидной структурой, причем в углях длиннопламенной — жирной стадий ($МК_1-МК_3$) максимум изопреноидов падает на пристан. Относительная концентрация фитана возрастает в углях более высоких стадий катагенеза, а количество изопреноидов iC_{18} , iC_{19} , iC_{20} при этом уменьшается (Brooks et al., 1969; Родионова и др., 1973).

Нами была сделана попытка проследить характер распределения нормальных и изопреноидных алканов в углях класса гелитолитов. В качестве объекта исследования была выбрана Момо-Зырянская впадина, в пределах которой распространены угли различных стадий катагенеза, от газовой до антрацитово-й ($МК_2-АК_3$) близкого петрографического состава, что позволило установить закономерности в распределении нормальных парафинов и изопреноидов в процессе геохимической эволюции органического вещества углей.

Момо-Зырянская впадина расположена на юго-западе Колымского массива, в междуречье Индигирки и Колымы. Впадина выполнена



Фиг. 1. Зависимость выхода битумоида и углеводородной фракции от степени углефикации углей: 1 — выход битумоида; 2 — выход углеводородной фракции

мощной толщей (до 10 км) верхнеюрских и нижнемеловых отложений, причем угольные пласты приурочены к разрезу последних. В нижнем мелу (ожогинская, селяпская и буоркемюсская свиты) мощность отдельных прослоев угля достигает 7 м. Степень катагенеза органического вещества углей определялась путем изучения отражательной способности витринита, которая колеблется от 7,8 до 13,5, что соответствует газовой (МК₂) — антрацитов (АК₃) стадиям. Во всех разрезах наблюдается последовательное уменьшение отражательной способности витринита от ожогинской свиты к буоркемюсской. Установлено также, что наиболее преобразовано органическое вещество углей в разрезах, расположенных в непосредственной близости от Илин-Тасского антиклинария (Работнов и др., 1976).

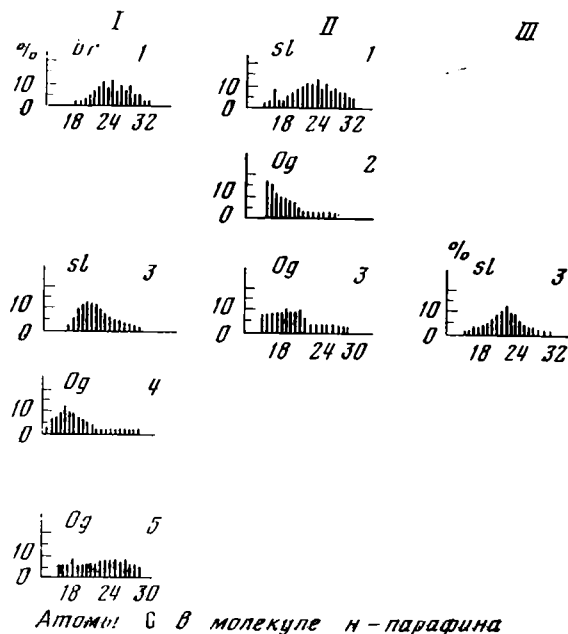
Таблица 1

Характеристика углей Момо-Зырянской впадины

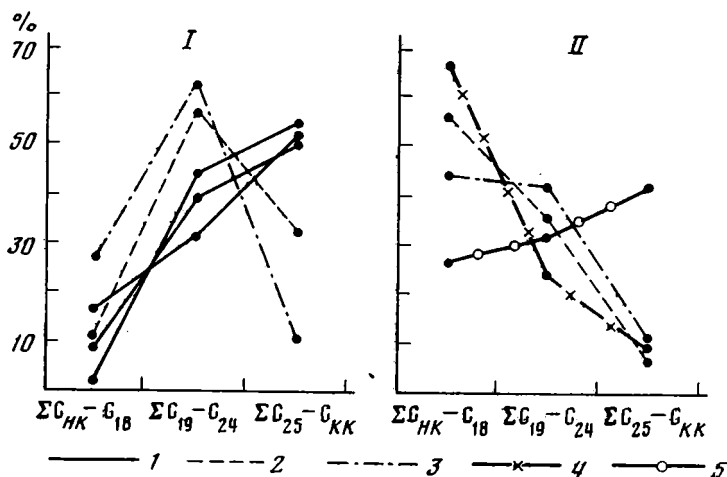
Свита	Район	Отража- тельная способ- ность витринита 10 R ^a	Степень катагенеза	Выход летучих в Г, %	Выход битумо- ида, %	Выход углеводо- родов (на битумо- ид), %
Буоркемюсская	Селенняхская деп- рессия	79	Г МК ₂	44,2	1,62	—
Селяпская	То же	97	К МК ₄	24,3	0,32	24,2
Ожогинская	»	102	ОС МК ₅	21,3	0,30	22,7
		—	А* АК ₃	16,8	0,02	—
Селяпская	Зырянская депрес- сия	78	Г МК ₂	39,4	1,30	20,7
»	То же	79	Г МК ₂	33,4	1,84	—
Ожогинская	»	86	Ж МК ₃	28,0	0,83	30,5
»	»	96	К МК ₄	36,3	0,50	38,8
Селяпская	Момский прогиб	91—97	Ж—К МК ₃ —МК ₄	67,4	0,86	38,7

* Степень катагенеза определена путем сравнения характера распределения нормальных и изопреноидных алканов с антрацитами Донбасса.

Для выявления характера распределения нормальных и изопреноидных алканов были изучены угли различных стадий катагенной превращенности из разрезов Ожогинской, Селенняхской и Момской депрессий. Образцы углей экстрагировали хлороформом в аппаратах Сокслета в течение 100 час. (время, необходимое для экстракции основного количества растворимых веществ). Углеводороды выделяли из хлоро-



Фиг. 2. Относительное концентрационное распределение нормальных алканов в углях различной степени углефикации Момо-Зырянской впадины в отложениях ожогинской (Og), селятской (Sl) — и буоркемюсской (Br) свит: I — Селенныхская депрессия; II — Зырянская депрессия; III — Момский прогиб.
1 — Г (МК₂); 2 — Ж (МК₃); 3 — К (МК₄); 4 — ОС (МК₅); 5 — А (АК₃)



Фиг. 3. Распределение отдельных групп нормальных алканов в углях Момо-Зырянской впадины: I — угли селятской и буоркемюсской свит; II — угли ожогинской свиты; 1 — Г (МК₂); 2 — Ж (МК₃); 3 — К (МК₄); 4 — ОС (МК₅); 5 — А (АК₃)

форменного экстракта адсорбционной хроматографией на силикагеле. Чистота полученной фракции проверялась методом инфракрасной спектрофотометрии по отсутствию поглощения кислородсодержащих групп. Идентификацию индивидуальных насыщенных углеводородов (*n*-парафинов и изопреноидов) проводили методом газожидкостной хроматографии на хроматографе ЛХМ-8МД-4 с капиллярной колонкой

Свита	Район	Степень катагенеза	Относительное распределение <i>n</i> -алканов, %		
			$\Sigma C_{HK}-C_{18}$	$\Sigma C_{19}-C_{24}$	$\Sigma C_{25}-C_{KK}$
Буоркемюс-ская	Селенняхская депрессия	Г МК ₂	1,9	44,3	53,8
Силяпская		К МК ₄	27,2	62,0	10,8
Ожогинская		ОС МК ₆	66,8	23,3	9,9
»	Зырянская депрессия	А АК ₃	26,3	32,4	41,3
Силяпская		Г МК ₂	15,9	31,5	52,6
»		Г МК ₂	9,6	39,2	51,20
Ожогинская		Ж МК ₃	56,8	36,3	6,9
»	Момский прогиб	К МК ₄	44,5	42,9	12,6
Силяпская		ЖК МК ₃ —МК ₄	10,5	56,8	32,70

($\phi=0,25$; $l=30$ м) в режиме линейного программирования температуры. Газ-носитель — водород, фаза — аниезон *L*.

Выход хлороформенного битумоида в углях Момо-Зырянской впадины колеблется от 0,02 до 1,84% и уменьшается по мере роста степени катагенной превращенности ОВ (табл. 1, фиг. 1). Если на газовой стадии (МК₂) выход битумоида составляет 1,30—1,84%, то на коксовой и отощенно-сжигающейся стадиях (МК₄—МК₆)—0,30—0,50%. В углях антрацитовой стадии (АК₃) установлено снижение количества битумоидов до 0,02%.

Зависимость содержания углеводородной фракции в битумоиде углей от стадий катагенеза имеет более сложный характер. В углях газовой стадии (МК₂) битумоиды содержат 20,7% углеводородов. С увеличением степени катагенеза углей наблюдается постепенный рост выхода углеводородной фракции — его максимальное количество (38,8%) отмечается на жирной и коксовой стадиях (МК₃—МК₄) катагенеза. В углях отощенно-сжигающейся стадии (МК₅) количество углеводородов в битумоиде снижается до 22,07%. Наличие максимума выхода углеводородов в жирной-коксковой стадиях (МК₃—МК₄), вероятно, объясняется коренной перестройкой структуры органического вещества на этих стадиях за счет разрыва наиболее устойчивых мостиковых связей (Гаврилова, 1962) и в целом подтверждается материалами Ю. И. Корчагиной, которая этот максимум устанавливает на жирной стадии углефикации (МК₃).

Относительное концентрационное распределение нормальных и изопреноидных алканов, выделенных из углей, также в значительной мере зависит от степени катагенной превращенности органического вещества. Это видно как при рассмотрении распределения нормальных парафинов (табл. 2, фиг. 2), так и величин коэффициентов нечетности (КН) для всего ряда идентифицированных алканов и его высокомолекулярной части (КН_{23-кк}), рассчитанных по формуле Брея и Эванса. Величина этих коэффициентов уменьшается с ростом степени катагенеза ОВ углей, причем обычно КН для всего ряда несколько ниже, чем КН_{23-кк}. Максимальные значения указанных коэффициентов установлены в углях газовой стадии (МК₂), для которой КН_{23-кк} составляет 1,35—1,79. На жирной и коксовой стадиях (МК₃ и МК₄) этот коэффициент уменьшается и близок к единице (1,03—1,11), а на отощенно-сжигающейся и антрацитовой стадии (МК₅ и АК₃) наблюдается некоторое его увеличение (до 1,19).

в углях Момо-Зырянской впадины

Коэффициент нечетности		$\Sigma C_{19}-C_{24}$	Σ изопр	$\Sigma i19+i20$	$i19$	$\Sigma i19+i20$	$i19$
КН (по всему ряду)	КН _{23-кк} (по ряду $C_{23}-C_{кк}$)	Σn -алканов	Σn -алканов	$\Sigma n17+n18$	$n17$	Σ изопр	$i20$
1,29	1,35	0,44	0,24	11,3	30,3	90,3	8,3
1,01	1,03	0,62	0,02	0,04	0,1	46,2	5,0
1,02	1,12	0,23	0,01	0,1	0,1	100,0	3,3
1,08	1,16	0,32	0,23	1,4	1,6	75,0	2,5
1,56	1,76	0,32	0,20	1,7	3,0	57,2	5,6
1,22	1,39	0,39	0,34	7,8	21,8	69,6	13,6
1,10	1,11	0,36	0,03	0,2	0,2	100,0	5,0
0,96	1,03	0,43	0,02	0,1	0,1	100,0	2,1
1,06	1,05	0,57	0,08	0,6	1,1	51,0	4,3

Качественный состав углеводородов также не остается неизменным (см. рис. 2, 3). По характеру относительного распределения нормальных алканов намечаются две группы: угли буоркемюсской, силяпской свит и угли ожогинской свиты. Для первой группы характерны максимумы в области $\Sigma C_{19}-C_{кк}$, причем в углях газовой ($МК_2$) стадии он приходится на $\Sigma C_{23}-C_{кк}$, а жирной ($МК_3$) и коксовой ($МК_4$) стадий он сдвигается в область нормальных алканов $C_{19}-C_{24}$.

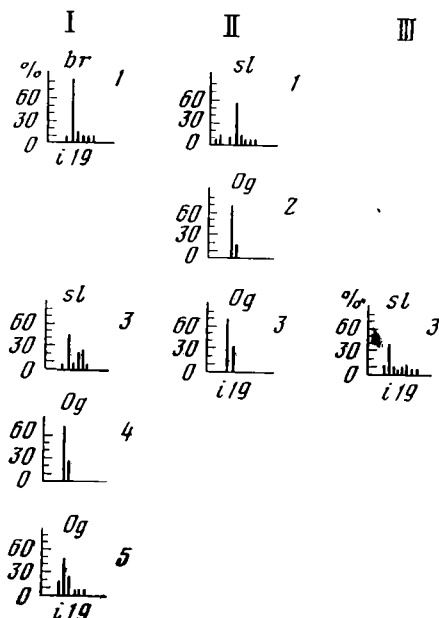
Во второй группе в большинстве изученных образцов максимумы смещены в области относительно низкомолекулярных алканов. Для углей, органическое вещество которых находится на жирной ($МК_3$), коксовой ($МК_4$) и отощенно-спекающейся ($МК_5$) стадиях катагенеза, характерно значение $\Sigma C_{нк}-C_{18}$ от 45 до 66%. Иной характер распределения имеют нормальные алканы в углях антрацитовой стадии ($АК_3$), для которых характерно постепенное нарастание их концентраций от низкомолекулярных ($C_{нк}-C_{18}$) к высокомолекулярным ($C_{26}-C_{кк}$). Следует отметить, что, по данным А. Э. Конторовича и др. (1974), для рассеянного органического вещества гумусового типа максимум в распределении нормальных алканов приходится на C_{21-26} , а для сапропелевого — на C_{18-19} .

Установленные отличительные особенности в распределении нормальных алканов в углях различных стратиграфических подразделений и разных стадий катагенеза довольно отчетливо видны при рассмотрении коэффициента, учитывающего относительную долю углеводородов $C_{19}-C_{24}$ к сумме всех идентифицированных нормальных алканов $\Sigma C_{19}-C_{24}/\Sigma n$ -алканов. Этот коэффициент в углях буоркемюсской и силяпской свит хорошо коррелируется с изменением степеней катагенеза и увеличивается от 0,32 — газовая стадия ($МК_2$) до 0,62 — коксовая стадия ($МК_4$). В углях ожогинской свиты жирной и коксовой стадий ($МК_3$ — $МК_4$) он изменяется с ростом катагенеза от 0,36 до 0,43, уменьшаясь в углях отощенно-спекающейся стадии ($МК_5$) до 0,23. Для углей антрацитовой стадии ($АК_3$) рассматриваемый коэффициент равен 0,32.

Наряду с n -алканами в углях было изучено относительное распределение изопреноидных углеводородов (фиг. 4, табл. 2). Отношение Σ изопреноидов/ Σn -алканов характеризуется максимальными значениями (0,2—0,34) для углей газовой стадии ($МК_2$) катагенеза и резким уменьшением (до сотых долей) на жирной — отощенно-спекающейся стадии ($МК_3$ — $МК_5$). Для углей антрацитовой стадии ($АК_3$) отношение Σ изопреноидов/ Σn -алканов увеличивается до 0,23. Среди идентифициро-

ванных изопреноидов максимальная концентрация (46,2—100%) приходится на фитан и пристан, причем отношение пристана к фитану iC_{19}/iC_{20} максимально (5,6—13,6) в углях газовой стадии ($МК_2$). При увеличении степени катагенеза этот коэффициент снижается до 2,0—5,0 (см. табл. 2).

Коэффициенты, учитывающие соотношение *n*-гептадекана и *n*-октадекана и изопреноидов, кипящих в том же температурном интервале; — $i19/n17$ и $\Sigma i19 + i20 / \Sigma n17 + n18$, на газовой стадии ($МК_2$) имеют наибольшие значения (30,3 и 11,3) и резко уменьшаются (от 0,1—1,14 до



Фиг. 4. Относительное концентрационное распределение изопреноидных алканов в углях различной степени углефикации Момо-Зырянской впадины: I — Селенняхская депрессия; II — Зырянская депрессия; III — Момский прогиб. 1 — Г ($МК_2$); 2 — Ж ($МК_3$); 3 — К ($МК_4$); 4 — ОС ($МК_5$); 5 — А ($АК_3$)

0,040—0,6) в углях жирной — отощенно-спекающейся стадий ($МК_3$ — $МК_5$). На антрацитовой стадии величина этих коэффициентов возрастает до 1,6 и 1,4 (см. табл. 2).

Таким образом, изучение нормальных и изопреноидных алканов в углях Момо-Зырянской впадины показало возможность использования данных, установленных на молекулярном уровне, для определения глубины превращения органического вещества и выявило определенную зависимость их состава от степени катагенеза.

На жирной — коксовой стадиях углефикации ($МК_3$ — $МК_4$) фиксируется максимум выхода углеводородов. Нормальные алканы углей жирной — отощенно-спекающейся стадии катагенеза ($МК_3$ — $МК_5$) характеризуются минимальными значениями коэффициентов нечетности и отношений Σ изопреноидов/ Σ *n*-алканов, $i19/n17$, $i19 + i20/n17 + n18$. Для гумусовых углей с увеличением стадии катагенеза от газовой ($МК_2$) до жирной — коксовой ($МК_3$ — $МК_4$) отмечается смещение концентрационного максимума *n*-парафинов в сторону более низкомолекулярных углеводородов (от C_{25} — C_{KK} до C_{19} — C_{24}).

ЛИТЕРАТУРА

- Брукс Дж., Смит Дж. Диагенез и катагенез растительных липидов при образовании угля, нефти и природного газа. — Органическая геохимия, вып. 3. М., «Недра», 1971.
- Гаврилова О. И. Химическая характеристика изменений витренов и фюзенов метаморфического ряда углей Донбасса. — Тр. лаб. угля АН СССР, вып. 16. Физические и химические свойства ископаемых углей, 1962.

- Гуляева Н. Д., Арефьев О. А., Соколов В. Л., Петров Ал. А. Закономерности распределения нормальных и изопреноидных алканов в углях различных стадий метаморфизма.— Химия тв. топлива, 1976, № 1.
- Данилова В. П. Нормальные алканы гумусовых углей в зоне катагенеза.— Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири. Тр. СНИИГГИМСа, 1974, вып. 193.
- Конторович А. Э. и др. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. Тр. СНИИГГИМСа, 1974, вып. 164.
- Работнов В. Т., Шишенина Е. П., Хобот М. Р. Литолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности Момо-Зырянской впадины (Восточная Якутия).— Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Экспресс-информация ВИЭМС, 1976, № 6.
- Родионова К. Ф., Максимов С. П., Телкова М. С., Ильинская В. В. К познанию состава органического вещества углей различной степени метаморфизма.— М., Тр. ВНИГНИ, вып. 138, Геохим. сб., № 5, 1973.
- Brooks J. D., Smith J. W., Gould K. Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum.— Nature, 1969, v. 222, No. 257.
- Leythaeuser D., Welte D. H. Relation between distribution of heavy *n*-paraffins and coalification in Carboniferous Coals from the Soar District, Germany.— Advances in Organic Geochemistry. Ed. Schenck P. A., Havenaar J., Pergamon Press, 1968.

ВНИИгаз,
Москва

Дата поступления
27.X.1976

УДК 552.313.8 : 551.73

**К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ПОРОД
ИЗ ТУФОВЫХ ТОЛЩ ПАЛЕОЗОЯ**

**И. В. ХВОРОВА, З. В. ПУШКИНА, Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ,
С. Н. ГОРДЕЕВА**

Используется методика пересчета данных химического анализа применительно к измененным пелитоморфным породам, микроскопически трудно диагностируемым, на количественно-минералогический состав. При этом оценивается содержание свободного SiO_2 . На основе определения количества свободного SiO_2 и минеральных компонентов дается классификация пород.

Во всех геосинклиналях присутствуют характерные, четко стратифицированные кремнисто-туфовые толщи, образованные чередованием (часто ритмичным) туфов, тефроидов, туффитов разной гранулометрии с тонкозернистыми и пелитоморфными породами, среди которых много кремнистых разностей. При изучении палеозойских представителей подобных формаций мы столкнулись с трудностью петрографо-минералогической диагностики тонких пород. Изначально они состояли из осадочного материала (кремнезем, глина) и очень мелкой преимущественно витрической пирокластики, часто смешанных в разных пропорциях. Нестойкий витрический материал был полностью изменен и перешел в агрегат новообразованных минералов, при этом исчезла первичная структура породы. Определить (даже очень приближенно) количественно-минералогический состав таких пород, в частности оценить содержание свободного кремнезема, а следовательно, и квалифицировать породу, используя только оптический метод, оказалось невозможным, настолько в ней мелок размер частиц и тонко их срастание; в лучшем случае удастся установить набор присутствующих минералов. Поэтому здесь особое значение приобретает химический анализ. Однако обычный силикатный анализ не дает непосредственной информации о содержании свободного кремнезема, так как SiO_2 входит в состав многих присутствующих в породе минералов. Для определения несвязанного SiO_2 (в нашем случае кварца) обычно используют специальный анализ. Определение кварца основано на выделении его в виде нерастворимого остатка после разложения породы фосфорной кислотой с удельным весом 1,8.

Методика определения форм кремнезема (кварц, аморфный SiO_2 и кремнезем силикатов) была разработана в химической лаборатории Геологического института АН СССР в основном на современных осадках (Залманзон, 1957). Для древних пород применение ее не всегда возможно, так как часть очень тонко раскристаллизованного халцедона и кварца может растворяться в фосфорной кислоте. В результате данные по содержанию кварца (а следовательно, и свободного SiO_2) будут занижены.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ПОРОД МЕТОДОМ ПЕРЕСЧЕТА ДАННЫХ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Для определения состава полиминеральных пелитоморфных пород были пересчитаны данные химического анализа на главные минеральные алюмосиликатные компоненты и таким путем определено содержание свободного SiO_2 . Среди алюмосиликатных минералов есть минералы с очень непостоянным составом (например, хлорит), что делает пересчеты приближенными и даже условными. Тем не менее ими приходится пользоваться за неимением других возможностей.

В изученных образцах существенное значение имеют: альбит, хлорит, гидрослюда и кальциевые минералы (плаггиоклазы и эпидот). Их количество определяется по следующим окислам: хлорит по MgO , альбит по Na_2O , анортит и эпидот по CaO и гидрослюда по K_2O . Исходя из химической характеристики минералов, даваемой А. Г. Бетехтиным (1950), для расчетов взяты следующие цифры, %: хлорит — MgO 27 (в пеннине 17,4—35,9) и SiO_2 30(29,8—33,7); альбит — Na_2O 10, SiO_2 68, анортит — CaO 20, SiO_2 43, эпидот — CaO 23, SiO_2 38, гидрослюда — K_2O 5, SiO_2 35. После установления путем пересчета количества SiO_2 , идущего на указанные минералы, определяется содержание свободного кремнезема. Чтобы ускорить процесс пересчета, были выведены коэффициенты.

1. Для определения минералов по окислам (аналитические данные, %): хлорит — $\text{MgO} \times 3,7$; альбит — $\text{Na}_2\text{O} \times 10$; анортит — $\text{CaO} \times 5$; эпидот — $\text{CaO} \times 4,3$; гидрослюда — $\text{K}_2\text{O} \times 14$.

2. Для определения SiO_2 , входящего в минералы, %: в хлорите — $\text{MgO} \times 1,1$; в альбите — $\text{Na}_2\text{O} \times 6,8$; в анортите — $\text{CaO} \times 2,1$; в эпидоте — $\text{CaO} \times 1,7$; в гидрослюде — $\text{K}_2\text{O} \times 7$.

Понятно, что если в породе есть карбонатная примесь, то вначале пересчитывается количество CaO и MgO на карбонаты и лишь по остатку этих окислов определяются соответствующие алюмосиликатные минералы. CaO входит также в состав апатита, но так как количество последнего незначительно, мы им пренебрегаем.

Приведем пример пересчета двух анализов. Один из них (обр. 236/71) представляет собой темно-серую с оливково-зеленым оттенком тонкозернистую породу, на которой острый металлический предмет оставляет царапину (твердость $\leq 6,5$). Порода образована криптокристаллическим агрегатом кварца и глинистых минералов, находящийся в тонком и равномерном срастании. В незначительном количестве присутствуют обломки плаггиоклазов мелкоалевритовой размерности. Второй образец (279/71) — желтовато-зеленая, очень твердая, афанитовая порода, похожая на основную массу альбитофира; порода также представляет собой криптокристаллический агрегат кварца и глинистых минералов, но с меньшим содержанием последних; несколько больше здесь алевритовой примеси (плаггиоклазы).

Ниже приводятся данные химических анализов обеих пород

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O
236/71	72,61	0,69	10,04	3,33	2,0	2,12	0,13	1,83	0,79	2,60
279/71	74,14	0,46	10,56	2,11	2,57	1,55	0,06	1,10	4,89	0,51
	P_2O_5	CO_2	C	H_2O^+	H_2O^-	Сумма				
	0,23	0,00	0,14	2,84	1,09	100,48				
	0,03	0,00	0,00	1,13	0,64	99,75				

Результаты пересчета помещены в табл. 1.

Для осадочных пород Дж. Имбри и А. Полдерваартом был предложен метод расчета полного химического анализа на минеральный состав (Imbrie, Poldervaart, 1959); точность пересчета авторы оценивают

Таблица 1

Минеральный состав (%) на основе пересчета химического анализа

№ образца	Хлорит		Альбит		Анортит		Гидрослюда		Свободный SiO ₂
	1*	2	1	2	1	2	1	2	
236/71	7,8 (6,13) **	2,3	7,9 (6,8)	5,4	9,1	3,8	36,4 (39,8)	18,2	42,91
279/71	5,7 (4,29)	1,7	48,9 (41,4)	33,2	5,5	2,3	7,1 (7,1)	3,6	33,34

* В графе 1 показано содержание минерала в породе, в графе 2 — количество SiO₂ в минерале.

** В скобках — результат пересчета по Дж. Имбри и А. Полдерварта.

Таблица 2

Сравнение результатов определения свободного кремнезема (кварца) химическим и расчетным методами

№ образца	Порода	SiO ₂ (общ.)	SiO ₂ своб (расчетное)	Кварц (химическое определение)	Результаты содовых вытяжек *		
					1	2	3
279/71	Альбитовый туфопелит	74,14	33,34	33,8	$\frac{2,36^{**}}{0,06; 0,09}$	Не опр.	Не опр.
186/71	Полиминеральный туфопелит	71,22	36,4	41,3	$\frac{2,10}{0,06; 0,13}$	»	»
236/71	»	72,66	42,91	40,3	$\frac{2,26}{0,06; 0,13}$	»	»
3825	Туфосилицит	77,41	54,99	47,5	$\frac{2,14}{0,04; 0,08}$	»	»
3495	»	83,18	59,56	55,4	$\frac{2,74}{0,04; 0,08}$	»	»
355/71	Силицит	91,6	85,25	59,74	$\frac{4,24}{0,06; 0,04}$	»	»
4287	»	88,61	79,13	64,56	$\frac{3,52}{0,05; 0,05}$	$\frac{3,76}{0,02; 0,04}$	$\frac{2,40}{0,02; 0,05}$
4064	»	87,54	77,26	62,87	$\frac{4,08}{0,07; 0,05}$	Не опр.	Не опр.
358/71	»	91,66	84,43	67,86	$\frac{4,80}{0,03; 0,02}$	$\frac{3,16}{0,02; 0,05}$	$\frac{3,14}{0,02; 0,04}$

* 1 — I и II вытяжки; 2 — III и IV вытяжки; 3 — V и VI вытяжки.

** В числителе — процентное содержание в вытяжке SiO₂, в знаменателе — Fe₂O₃; Al₂O₃.

в 5%. Этот метод в принципе может быть использован и для рассматриваемых пород, однако набор минералов в обоих случаях очень разный, в частности в системе пересчета указанных авторов большое значение имеют карбонаты, но отсутствуют такие кальцийсодержащие минералы, как анортит или эпидот. Мы использовали этот метод для определения альбита, хлорита, гидрослюда. Полученные цифры приведены в табл. 1 (в скобках). Расхождения в пересчетах довольно заметные, особенно это относится к хлориту¹, но порядок цифр тот же, и мы считаем, что можно пользоваться нашим простым способом, тем более если учитывать условность расчетов из-за сложного и изменчивого состава минералов. Приведенные данные показывают, что в обоих

¹ В пересчетах Дж. Имбри и А. Полдерварта часть MgO относится к иллиту, тогда как мы весь MgO пересчитываем на хлорит.

образцах свободного кремнезема менее 50% и поэтому их нельзя квалифицировать как силициты. Обращает на себя внимание, что свободного SiO_2 больше в породе с меньшим его валовым содержанием. Минеральный состав алюмосиликатных минералов в обоих образцах существенно отличается (несмотря на почти одинаковое значение Al_2O_3) из-за разного количества альбитовой и гидрослюдистой составляющих. Как увидим далее, иногда также возникают различия из-за высокого содержания хлорита.

В нескольких образцах (для контроля) было определено содержание кварца химическим методом. В табл. 2 приведены данные анализа и расчетов. Оказалось, что в одних случаях (туфопелиты) обе цифры близки, в других (туфосилициты) заметно отличаются, в третьих (силициты) расхождение очень большое: аналитические данные сильно занижены по сравнению с расчетными. Было проведено также определение свободного SiO_2 , растворимого в содовых вытяжках. Оказалось, что несмотря на кварцевый состав пород, в вытяжки переходит заметное количество SiO_2 ; при этом Fe_2O_3 и Al_2O_3 практически в них отсутствуют, следовательно, алюмосиликаты не разрушаются. Таким образом, для рассматриваемых пород непригоден обычный метод определения форм кремнезема (очевидно, при разложении породы фосфорной кислотой в раствор может уходить значительная часть криптокристаллического кварца). Поэтому приходится использовать пересчет анализа на минералы для определения свободного SiO_2 .

Условимся к группе силицитов относить породы, состоящие на 50% и более из свободного кремнезема (в данном случае кварца), причем надо иметь в виду, что он здесь может быть как осадочным, так и вторичным, освобожденным при девитрификации стекла²; различить их практически невозможно, поэтому количество свободного кремнезема отражает лишь минеральный состав пород, но не происхождение ее компонентов. Мы старались отбирать образцы без обломочных зерен кварца или с лишь незначительным их количеством, так что свободный кремнезем представлен «аутигенным кварцем»; в тех случаях, когда и есть примесь минеральных обломков, она относится к пирокластике и поэтому существенно не меняет картины.

Силициты по составу и структуре, а также пространственно тесно связаны с породами, в которых содержание кварца (свободного SiO_2) ниже 50%; соответственно в них увеличивается содержание других минералов; последние относятся частично к терригенной глинистой примеси (часть гидрослюды), но главным образом представляют собой продукт перерождения туфового материала (туфогенный компонент). Такое перерождение нагляднее выражено в более крупнозернистых, сохранивших структуру туфах, развитых в тех же разрезах, что и рассматриваемые породы. Так, хорошо видно замещение пемзы хлоритом (иногда в сростании с кварцем) или глинистыми минералами; витрические фрагменты часто состоят из кварц-альбитового агрегата. Полностью измененные тонкие породы узаконенного названия не имеют, но в некоторых работах фигурируют как туфопелиты (Розанова, 1963; Хворова, Залманзон, 1966, и др.). Они относятся к криптотуфогенным образованиям, так как при постседиментационном перерождении полностью исчезла их первичная структура. Туфогенная природа устанавливается по косвенным признакам, причем часто нельзя быть уверенным, были ли это тонкие туфы, тефроиды или туффиты.

Мы отдаем себе отчет в том, что предложенное название не очень удачно, имея в виду всю систему терминов вулканогенно-осадочных

² Обращает на себя внимание тот факт, что в туфопелитах, где можно ожидать наибольшее содержание вторичного кремнезема, цифры расчетного и химически определенного кварца наиболее близки (см. табл. 2).

пород. Обычно приставка «туфо» обозначает примесь пирокластики; для рассматриваемых образований определение «туфогенный пелитолит» по смыслу лучше, но оно громоздко, и мы сохраним термин «туфопелит».

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД (РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДИКИ ПЕРЕСЧЕТА)

Рассмотренный способ определения минерального состава был применен к тонкозернистым и пелитоморфным породам из туфово-кремнистых толщ Сакмарской зоны Южного Урала. К ним относится мощная ритмично-стратифицированная кремнисто-туфовая косистексная свита ордовика — нижнего силура и относительно маломощные туффито-кремнистые пачки, развитые на разных уровнях в интервале верхний силур — средний девон.

На основании относительного содержания свободного кремнезема, как указывалось, выделяются силициты и туфопелиты.

Силициты. Группа силицитов включает породы с широким колебанием значений не только свободного SiO_2 , но и других компонентов (табл. 3). Хотя и намечается непрерывный ряд пород с содержанием

Таблица 3

Средние содержания (вес.%) породообразующих компонентов и среднеквадратичные отклонения

Компоненты	Статистич. параметры **	Силициты (22)*	Туфосилициты (13)	Полиминеральные туфопелиты (16)	Альбитовые туфопелиты (7)
SiO_2 (своб.)	$\bar{X}$	77,25	55,58	36,58	27,35
	S	5,05	3,15	8,44	11,04
Альбит	$\bar{X}$	4,47	15,21	26,53	54,74
	S	2,72	8,63	9,93	13,26
Анортит	$\bar{X}$	3,55	4,68	6,77	6,23
	S	1,80	1,65	2,89	2,19
Хлорит	$\bar{X}$	3,16	7,50	6,67	4,29
	S	1,48	4,42	3,56	2,40
Гидрослюда	$\bar{X}$	10,42	15,08	25,00	8,92
	S	3,91	5,91	11,04	7,26

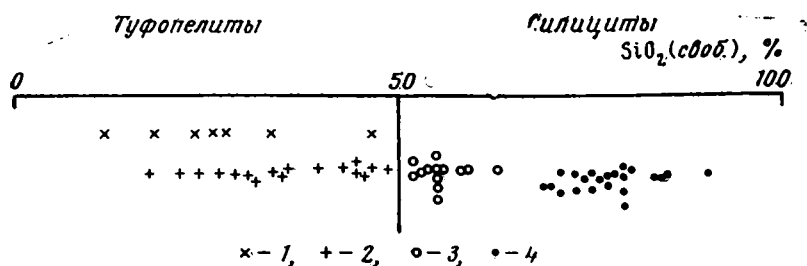
* В скобках — количество проанализированных образцов.

** $\bar{X}$ — средние содержания, S — среднеквадратичные отклонения.

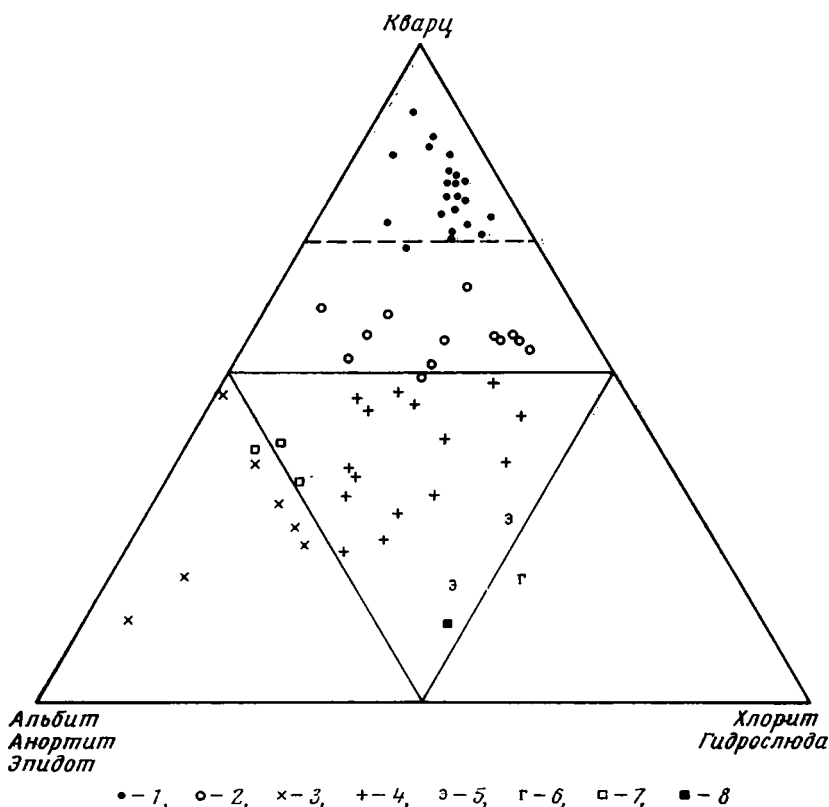
SiO_2 (своб.) от 89,93 до 51,66%, его можно подразделить на две части по концентрации образцов в определенных пределах; в интервале 60—70% наблюдается заметное уменьшение их количества (фиг. 1). На этом уровне чувствуется и изменение в характере пород. Вместе с тем породы с количеством SiO_2 (своб.) менее 70% по облику и составу тесно связаны с туфопелитами. Поэтому мы разделили группу на две подгруппы: собственно силицитовую и туфосилицитовую, условно проведя границу между ними на уровне 70% SiO_2 (своб.). Очевидно, что в туфосилицитах большее значение должен иметь вторичный туфогенный кремнезем.

Первая подгруппа представлена очень твердыми³ афанитовыми кремнистыми породами с характерным гладким раковистым изломом. Цвета их темно-серые, оливково-зеленые, голубовато-серые, реже красновато-коричневые. Состоят породы из криптокристаллической кварцевой массы с той или иной примесью глины (чешуйки гидрослюды); в породе попадаются остатки радиолярий, в некоторых прослоях обиль-

³ Твердыми будем называть породы, которые не царапаются острым стальным предметом, т. е. с твердостью >6,5 по шкале Мооса.



Фиг. 1. Схема, иллюстрирующая содержание свободного кремнезема (кварца) в тонкозернистых породах из туфовых толщ (Южный Урал)
1 — альбитовые туфопелиты, 2 — полиминеральные туфопелиты, 3 — туфосилициты, 4 — силициты



Фиг. 2. Диаграмма, иллюстрирующая основной минеральный состав тонкозернистых пород из туфовых толщ (Южный Урал)
1 — силициты, 2 — туфосилициты, 3 — альбитовые туфопелиты, 4 — полиминеральные туфопелиты, 5 — эпидотовая разность полиминерального туфопелита, 6 — хлоритово-гидрослюдистые туфопелиты, 7 — туфы липаритовые, 8 — туф андезито-дацитовый

ные. Изредка наблюдается небольшая примесь зерен плагиоклаза или плагиоклаза и кварца мелкоалевритовой размерности.

Особой разновидностью пород, входящих в данную группу, являются спонголиты, состоящие из «войлока» тончайших спикул губок; в спонголитах обычно несколько повышено содержание хлорита по сравнению с другими силицитами этой группы. Минеральный состав пород варьирует прежде всего в зависимости от содержания свободного SiO_2 (см. табл. 3). Среди алюмосиликатных минералов преобладает гидрослюда, и на треугольной диаграмме основных компонентов почти

все образцы располагаются в «хлоритово-гидрослюдистом поле» (фиг. 2). Другие компоненты присутствуют в меньшем количестве. Очевидно, пирокластическая примесь была небольшой и примешивалась к кремнистым илам, в разной степени обогащенным глиной.

Вторая подгруппа (туфосилициты) объединяет породы заметно различного минерального состава, что отражается на их облике. Большинство исследованных образцов оказалось близким по содержанию свободного кремнезема, но в них сильно варьирует количество плагиоклазов, хлорита и гидрослюды (см. табл. 3), поэтому одни породы попадают в «альбитовое поле», другие — в «хлоритово-гидрослюдистое» (см. фиг. 2).

В альбитовых разностях туфосилицитов плагиоклазовый компонент (в основном это альбит) составляет от 26 до 33% породы, являясь вторым по значению. Внешне такие туфосилициты голубовато- и желтовато-зеленые, редко красновато-коричневые, твердые с шершавым, иногда «полураковистым» изломом, отличающимся от гладкого раковистого излома силицитов. В шлифах видна довольно однородная криптокристаллическая масса с рассеянными чешуйками гидрослюды. Некоторые образцы содержат незначительное количество плагиоклазовой кластики мелкоалевритовой размерности. Попадаются остатки радиолярий и тонкие спикулы губок.

В хлоритово-гидрослюдистых разностях туфосилицитов вторым по значению компонентом является либо гидрослюда (чаще), либо хлорит, либо оба этих минерала находятся в соизмеримых количествах; в сумме они составляют от 20 до 33,5%. Плагиоклазовый компонент, хотя и является подчиненным, но количество его все же значительно (9—22%), что отражает связь данной разности с предыдущей. Хлоритово-гидрослюдистые туфосилициты — грязно-серые с зеленым оттенком или желтовато-серые, нетвердые, алевритоподобные с землистым и шероховатым изломом. Они криптокристаллические и образованы тонким срастанием кварца и других минералов. Во многих шлифах заметна примесь тонкой пирокластики в виде кристалликов плагиоклаза и остатков хлоритизированного стекла. Попадаются остатки радиолярий. Как и среди силицитов первой подгруппы, здесь встречаются спонголиты; они выделяются среди других туфосилицитов повышенным содержанием хлорита (14—15%).

Туфопелиты. Принимая во внимание минеральный состав, выделяются три подгруппы туфопелитов, отвечающие трем полям на треугольной диаграмме: альбитовая, хлоритово-гидрослюдистая и «полиминеральная»; название последней условно, так как все туфопелиты — образования полиминеральные, но в данной подгруппе (среднее поле на треугольной диаграмме) состав их в количественно-минералогическом выражении наиболее неоднороден (см. табл. 3). В изученных породах практически отсутствуют представители хлоритово-гидрослюдистой подгруппы, поэтому мы рассмотрим лишь две остальные.

Подгруппа альбитовых туфопелитов включает породы, в которых плагиоклазовая составляющая более 50% (см. табл. 3). Свободный кремнезем колеблется в больших пределах (от 12,5 до 46,7%), значительно меняется и содержание гидрослюды. Последнее обстоятельство отражается на облике породы.

Обычно альбитовые силициты — твердые, афанитовые зеленовато-серые породы разных оттенков, реже лилово-серые с матовым полураковистым изломом, похожие на основную массу альбитофиров. Реже встречаются менее твердые (<6,5), тонкозернистые разности с повышенным содержанием хлорита и гидрослюды.

Микроскопическое изучение показывает, что породы состоят из криптокристаллической массы, представляющей тончайшее срастание пороодообразующих минералов; обычно в ней присутствуют микроствя-

жения, прожилки и рассеянные выделения гидроокислов железа и марганца. Во многих образцах есть небольшая примесь тонкой пирокластики (плагиоклаз, кварц). Попадаются единичные остатки радиоларий.

Подгруппа полиминеральных туфопелитов состоит главным образом из пород, в которых преобладают кварц, альбит и гидрослюда (гидрослюдисто-альбитово-кварцевые туфопелиты); средние содержания этих минералов: 36,6, 25,9 и 25,8%, но от образца к образцу их значения существенно меняются, что иллюстрируют среднеквадратичные отклонения (см. табл. 3). Хотя гидрослюда обычно преобладает над хлоритом, в некоторых образцах их содержание одинаково или даже хлорита больше.

Рассматриваемые породы внешне часто очень похожи на альбитовые туфопелиты. Они обычно зеленые разных оттенков или серые, реже темно-лиловые, излом шероховатый или матовый полураковистый. Твердость различная: у большинства пород она $> 6,5$, но с увеличением гидрослюда и хлорита ($\sim$ до 40%) уменьшается и порода царапается металлическим предметом. По структуре многие образцы сходны с альбитовыми туфопелитами; они состоят из криптокристаллического агрегата породообразующих минералов, в котором иногда рассеяны осколки плагиоклазов и хлоритизированного стекла алевритовой размерности.

В небольшом количестве встречаются туфопелиты существенно другого состава. Они выделяются среди других повышенным содержанием кальция, связанного с эпидотом; если весь кальций пересчитать на последний, то его будет в породе 14 и 22% (анализ 2 образцов). Внешне такие туфопелиты сходны со многими разновидностями рассмотренных выше пород этой группы. В шлифах они резко отличаются от других туфопелитов. Здесь тоже наблюдается криптокристаллическая полиминеральная основная масса, но обилие землистого эпидота придает ей иной облик (не просвечивает в проходящем свете). Часто присутствует мелкая пирокластика, обычно обогащающая отдельные прослои, вследствие чего для пород очень характерна микрослоистая текстура. Обогащенные эпидотом туфопелиты присутствуют в тех же формациях, что и другие разновидности туфопелитов. Специфика их состава, возможно, связана с первичной известковистостью осадков (Хворова, Залманзон, 1966).

Предлагаемая методика пересчета, хотя и является приближенной, дает возможность оценить минеральный состав тонкозернистых и пелитоморфных пород, которые характерны для многих палеозойских существенно туфовых формаций. Особенно большое значение имеет пересчет для определения свободного кремнезема (необломочный кварц) в породах кремнисто-туфовых формаций. Здесь много пелитоморфных кремневидных образований, которые можно ошибочно принять за обычные осадочные силициты, хотя нередко, как было показано, содержание свободного кремнезема в них очень невысокое.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Минералогия. Гостеоиздат, М., 1950.

Залманзон Э. С. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. II. М., Гостеоиздат, 1957.

Розанова Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Хворова И. В., Залманзон Э. С. О составе туфогенных пелитоморфных пород из морских девонских толщ Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.

Imbrie J., Poldervaart A. Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks.— J. Sediment. Petrol., 1959, 29, N 4.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
28.IV.1977

УДК 549.67 : 552.5

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЦЕОЛИТОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

С. И. ШУМЕНКО, А. Я. ШЕВЧЕНКО, В. А. СУПРЫЧЕВ

С помощью сканирующего электронного микроскопа изучены из осадочных пород и цеолитизированных вулканических туфов гейландит, клиноптилолит, промежуточные между ними по составу и свойствам цеолиты, а также морденит. Описываются их кристалломорфологические особенности. В отличие от многих осадочных месторождений в цеолитизированных туфах не характерны кристобалит-тридимитовые каркасные сферы. С другой стороны, в осадочных цеолитопроявлениях не установлено никакой связи с пирокластическим материалом.

В наше время не приходится доказывать важность изучения природных цеолитов. Открытие в СССР их промышленных месторождений в вулканогенно-осадочных породах резко повысило интерес к этому новому виду минерального сырья как геологов, так и специалистов по сорбентам и молекулярным ситам. Успехи в выявлении и разведке месторождений цеолитов несомненны, однако «валовый» подход, оправданный при технологическом изучении, к сожалению, часто отодвигает детальные минералогические исследования на второй план. Одним из последствий такого подхода является возникновение сомнительных представлений о мономинеральности многих месторождений цеолитов. К сожалению, эта тенденция стала уже почти традиционной. В 40—50-х годах у нас в осадочных породах сплошь и рядом находили морденит. Как выяснилось позднее, это было обусловлено недостаточным «разрешением» применявшихся методов исследования (оптика и далеко не всегда валовые химические анализы). Применение рентгеновских методов исследования сразу же позволило выявить широкое распространение цеолитов группы гейландита (Шуменко, 1962).

Уже в первой работе были показаны существенные колебания в составе и свойствах цеолитов гейландитовой группы, тем не менее вслед за Мамптоном (Mumpton, 1960) повсеместно, как ранее морденит, в осадочных породах стали находить клиноптилолит. Одному из авторов неоднократно приходилось приводить аналитические данные в пользу существования цеолитов, промежуточных между гейландитом и клиноптилолитом (Шуменко, 1962, 1971, 1972), однако только после работ Алиетти (Alietti, 1972) и Боулса (Boles, 1972) на это обстоятельство начали обращать серьезное внимание. Увлечение клиноптилолитом и неоправданный параллелизм цеолитов в осадочных породах и вулканических туфах привели к базирующейся на зыбком аналитическом материале идее об обязательной связи рассеянных в осадочных породах цеолитов с пирокластикой, если не явной, так «камуфлированной» (Косовская, 1975).

Недооценка кропотливых минералогических исследований отчасти обусловила и то положение, что по сути дела на сегодняшний день мы

не имеем достаточно детально разработанных представлений о ходе превращения вулканического стекла и пирокластики вообще в цеолиты того или иного типа. Другими словами, о генезисе промышленных месторождений цеолитового сырья мы пока располагаем лишь самыми общими соображениями.

В комплексе минералого-петрографических исследований осадочных цеолитов не последняя роль должна отводиться электронной микроскопии. Только электронно-микроскопическое изучение дает надежную информацию о кристалломорфологии тонкодисперсных цеолитов, о последовательности их образования, о примесях, которые могут быть не уловлены никакими другими методами. Электронный микроскоп позволяет на новом уровне осветить особенности петрографии («нанопетрографии») цеолитсодержащих пород.

Электронно-микроскопические исследования цеолитов пока очень немногочисленны (Шуменко, 1970, 1971, 1977; Вальтер и др., 1975; Косовская, Муравьев, 1975; Шитовкин и др., 1975; Mumpton, Ormsby, 1976; Chumakov, Shumenko, 1977). До последнего времени у нас в стране в основном использовалась методика самооттениющихся углеродных реплик, однако большая степень стереоскопичности и широкий диапазон увеличений сканирующих (растровых) электронных микроскопов (СЭМ) обуславливает более эффективное их применение. В наших исследованиях использовался СЭМ типа JSM-3 с предварительным напылением образцов золотом.

ЦЕОЛИТЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

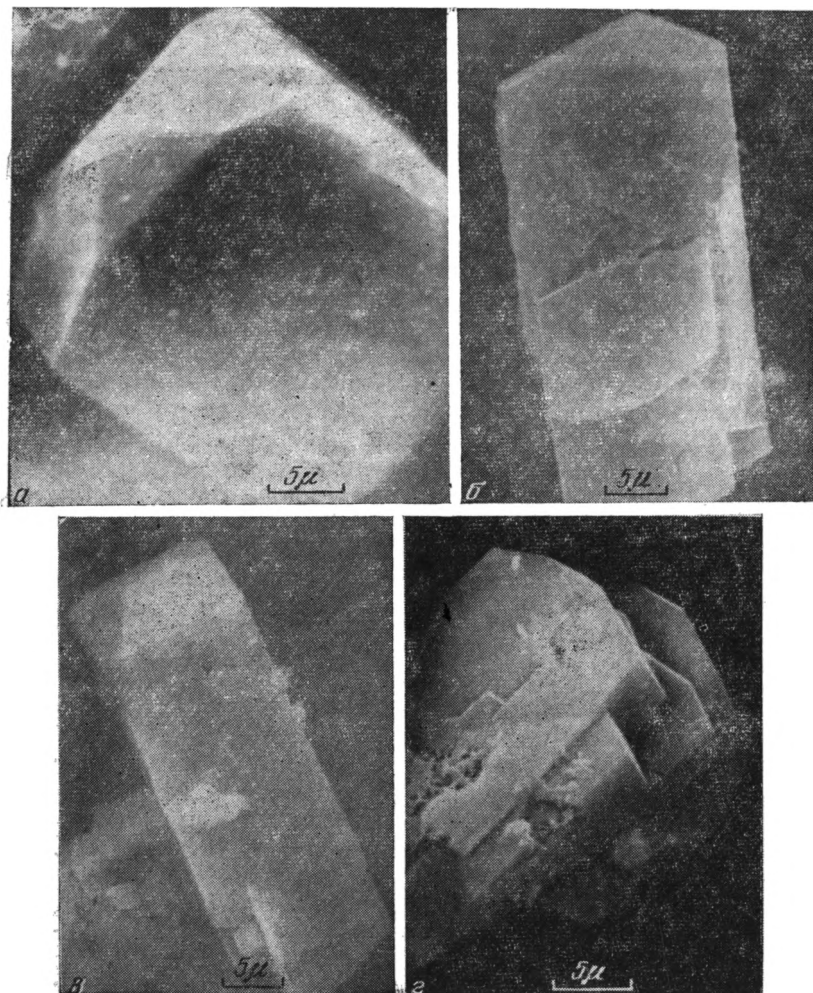
Цеолиты в осадках и осадочных породах, лишенных существенных примесей пирокластики, как правило, не образуют высоких концентраций. Их максимальное выявленное содержание в палеогеновых отложениях Русской платформы составляет 20—25% (Терентенко, 1975), примерно такое же количество цеолитов зафиксировано в плиоценовых отложениях Черного моря, в тонких прослоях, встреченных при глубоководном бурении судном «Гломар Челленджер» в 1975 г.

Нами были изучены кристаллы гейландита, кальциевого клиноптилолита, а также промежуточные по составу и свойствам их разновидности¹.

В качестве эталонного тонкодисперсного гейландита для кристалломорфологических исследований были взяты кристаллики из песчано-глинистых и известковых отложений плиоценовой свиты у Асуана (Египет), которые как по химическому составу, так и по свойствам соответствуют этому минералу (Шуменко, Чумаков, 1974; Chumakov, Shumenko, 1977). Среди изученных нами в осадочных породах это наиболее крупные кристаллики, достигающие 50 мкм, а иногда и более.

Для осадочного гейландита характерны уплощенные по второму пинакоиду {010} кристаллы, с чем связан эффект текстурирования, четко проявляющийся на дифрактограммах в усилении рефлекса 8, 9, отвечающего отражению 020. Кроме этих наиболее развитых граней почти во всех кристаллах наблюдаются грани пинакоидов $\{\bar{1}01\}$, {001} и {100}; грани последних двух пинакоидов образуют угол 116°, что хорошо согласуется с угловым параметром β кристаллической решетки гейландита (фиг. 1, а, б). Довольно часто на кристаллах наблюдаются грани ромбической призмы или диэдра $\{\bar{1}11\}$, что однозначно определить не удалось (см. фиг. 1, а). Нередко встречаются субпараллельные

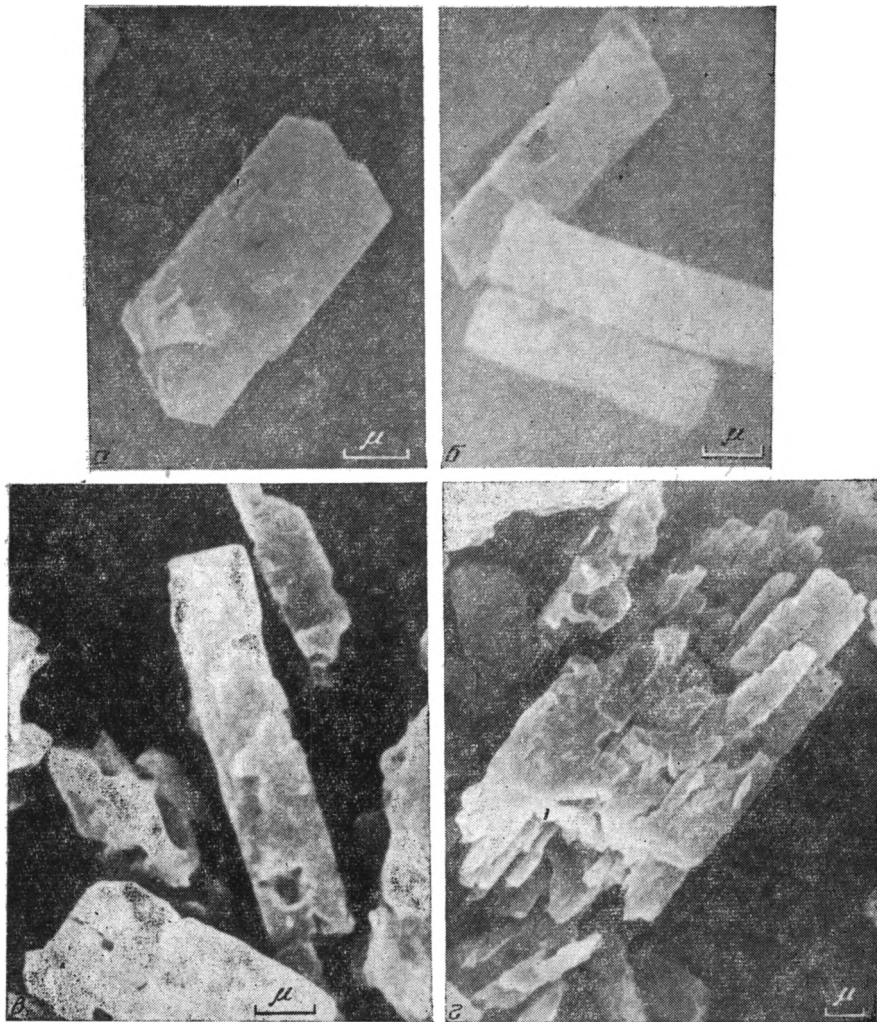
¹ Данные по химическому составу, термическому, рентгенографическому и кристаллооптическому изучению опубликованы в цитируемых работах как для осадочных, так и туфогенных цеолитов, поэтому здесь не приводятся.



Фиг. 1. Кристаллы гейландита из плиоценовых отложений Египта
 а — кристалл с развитым пинакоидом $\{010\}$, а также гранями пинакоидов $\{100\}$ $\{001\}$ $\{101\}$ и призмы $\{111\}$; б — вид кристалла (сростки) со стороны $\{010\}$ с четко выраженным моноклинным обликом; в — кристалл (сросток) со стороны $\{100\}$; г — субпараллельный по $\{100\}$ и $\{010\}$ сросток кристаллов

(по первому и второму пинакоидам) сростки кристаллов (см. фиг. 1, в, г). Значительно реже наблюдаются другие типы сростаний и прорастаний кристаллов.

Сравнивая кристаллики тонкодисперсного осадочного диагенетического гейландита с гидротермальными макрокристаллами этого минерала, описанными в литературе (Бетехтин, 1950; Гвахария, 1951; Трегер, 1958; Костов, 1971, и др.), нетрудно установить их большое морфологическое сходство. Оно проявляется в развитии всех четырех пинакоидов и ромбической призмы $\{111\}$. Из главных форм макрокристаллов в осадочном гейландите не удалось обнаружить лишь грани призмы $\{110\}$, или $\{hko\}$, что можно считать главным кристаллографическим отличием, хотя надо отметить, что и в гидротермальных кристаллах эти грани присутствуют далеко не всегда. Кристаллы осадочного генезиса также более вытянуты по оси С, что обуславливает постоянное присутствие и развитие первого пинакоида, нередко редуцированного у гидротермаль-

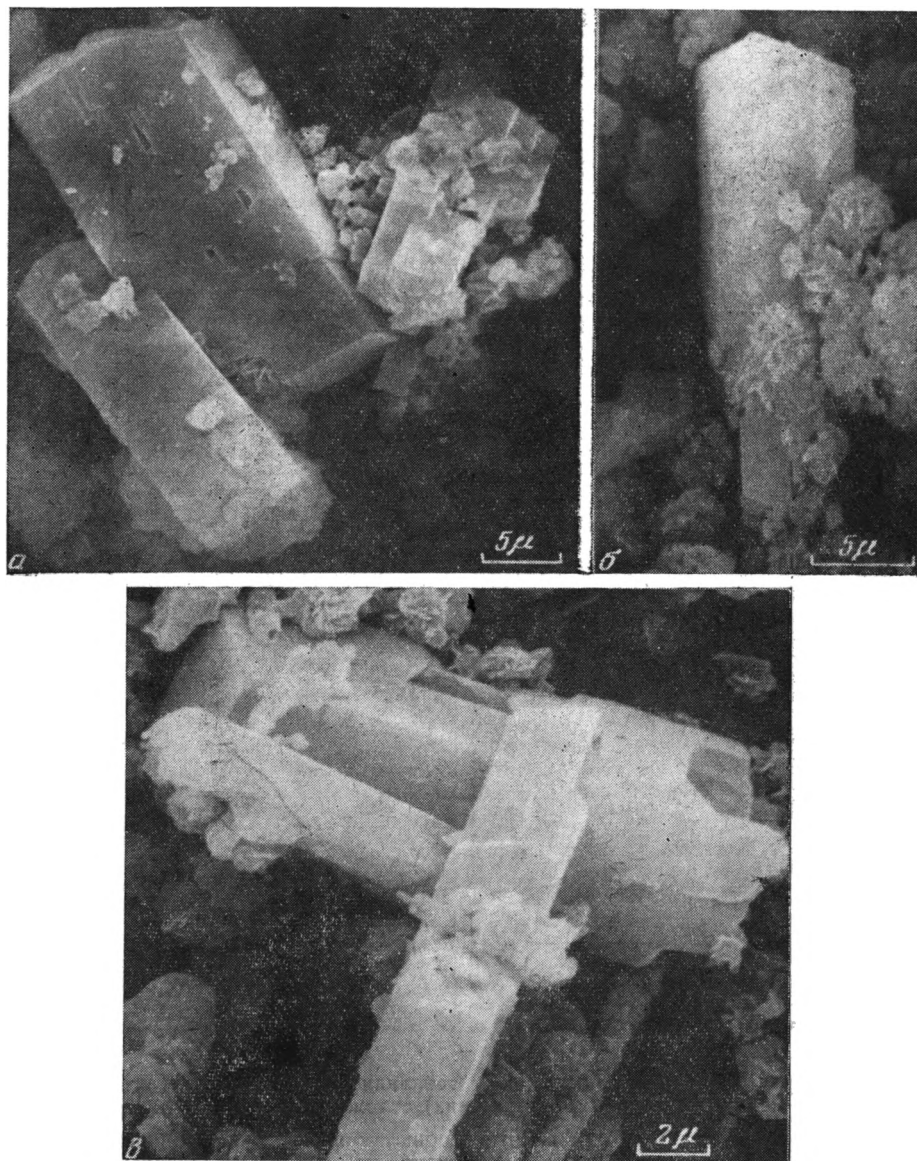


Фиг. 2. Кристаллы переходных между гейландитом и клиноптилолитом цеолитов из меловых (кампан-маастрихтских) отложений Харьковской области

а — уплощенный по {010} гейландитоподобный кристалл моноклинного облика;
б — брусковидные кристаллы; *в* — вытянутые по оси *С* псевдопризматические кристаллы; *г* — корродированный кристалл (сросток)

ных кристаллов, вследствие чего эта форма не приведена в диагностических таблицах Трегера.

Морфологически близки к описанному плиоценовому гейландиту более мелкие, обычно до 10 $\mu\text{м}$, уплощенные кристаллики из верхнемеловых отложений Русской платформы (фиг. 2, *а*). В некоторых образцах писчего или глинистого мела они даже доминируют и характеризуются пониженной термостойкостью (Шуменко, 1962, 1971). В этих кристаллах четко выражены все вышеуказанные пинакоиды и моноклинный габитус ($\beta = 116^\circ$), однако не наблюдались грани призмы $\{111\}$. По-видимому, к этой же переходной разновидности между типичными гейландитом и клиноптилолитом можно отнести и цеолит, описанный в палеоценовых песчаниках Поволжья (Муравьев, 1974). Хотя В. И. Муравьев назвал этот цеолит клиноптилолитом, пересчет приводимого ими же химического анализа показывает выходящее за пределы, установленные



Фиг. 3. Кальциевый клиноптилолит из альбских песчаников Канева

а — сrostок псевдопризматических кристаллов и сфер кристобалита-тридимита; *б* — уплощенный гейландитоподобный кристалл с нарощими каркасными сферами кристобалита-тридимита; *в* — брусковидные кристаллы и сферы кристобалита-тридимита

для этого минерала Мамптоном, пониженное содержание кремнезема ($\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 \approx 7,6$).

Более термостойкие и богатые кремнеземом (хотя его содержание несколько и понижено по сравнению с типичными клиноптилолитами) кристаллики цеолитов из меловых отложений обычно имеют брусковидную, вытянутую по оси *С* форму, что придает им псевдопризматический облик (фиг. 2, *б*, *в*). При исследованиях с помощью обычного микроскопа такие кристаллы часто описываются в литературе как призматические и диагностировались ошибочно как морденит. Форма кристаллов обусловлена комбинацией пинакоидов $\{010\}$, $\{100\}$ и $\{001\}$. Хотя наибо-

лее развиты грани второго пинакоида, степень уплощенности значительно меньше, чем у типичного гейландита, обычно замаскирован и моноклинный облик кристаллов. Грани призмы $\{111\}$ не наблюдались. Степень совершенства кристалликов значительно ниже, чем у типичного гейландита, причем они часто корродированы (см. фиг. 2, з) в процессе катагенеза или гипергенеза.

В слабосцементированных известковистых песчаниках альбского возраста в районе г. Канева нами были изучены кристаллы цеолита, который по термостойкости и оптическим константам может быть отнесен к кальциевому клиноптилолиту (Шуменко, 1977). Для них характерен брусковидный псевдопризматический облик и развитие пинакоидов $\{010\}$, $\{100\}$, $\{001\}$ (фиг. 3, а). Грани пинакоидов в отличие от верхнемеловых цеолитов почти не несут признаков коррозии. Степень уплощенности по второму пинакоиду невелика. У некоторых кристалликов наблюдаются слабо выраженные грани призмы (диэдра) $\{111\}$. Характерной особенностью каневских образцов является присутствие в них каркасных сфер кристобалит-тридимитового состава. Они образуют своеобразные псевдоморфозы по спикулам губок и, что весьма существенно для понимания последовательности аутигенного минералообразования, нарастают на кристаллы цеолитов (см. фиг. 3, б, в). Следует отметить, что вторичность опал-кристобалитовых глобул по отношению к таблитчатым цеолитам отмечена в сантонских опоках Поволжья и в «слое А» эоценовых отложений Атлантического океана, тогда как призматические цеолиты считаются более поздними образованиями (Коссовская, Муравьев, 1975).

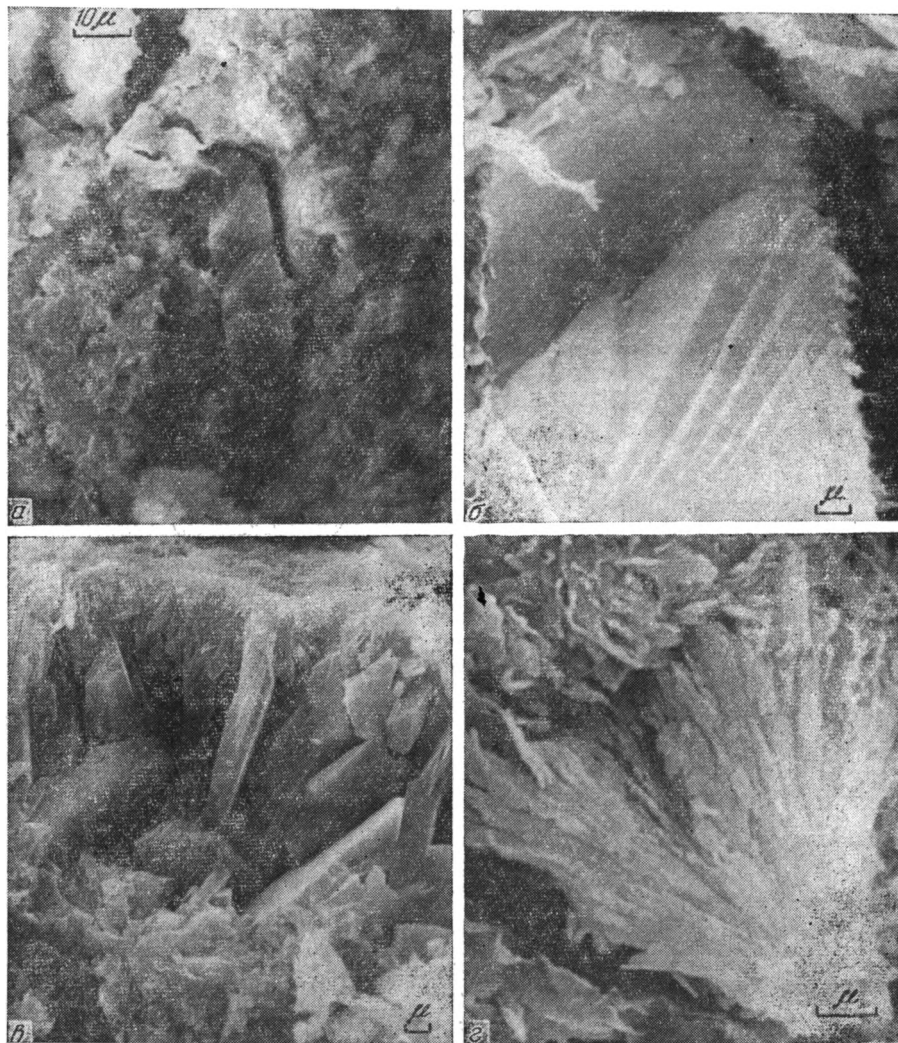
Наряду с брусковидными формами среди альбских цеолитов встречаются и уплощенные формы кристалликов моноклинного облика, которые по составу стоят ближе к гейландиту (см. фиг. 3, б), что подтверждается и термofазовыми исследованиями (Шуменко, 1977).

ЦЕОЛИТЫ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Электронно-микроскопическому изучению были подвергнуты цеолитизированные туфы наиболее изученных и известных месторождений клиноптилолита: Айдаг (Азербайджанская ССР), Дзегви (Грузинская ССР), Бадхыз (Туркменская ССР), Крайниково и Сокирница (Украинская ССР), Гейзерное (Камчатка). Исследованы также морденитовые породы месторождения Ноемберян (Армянская ССР) и Карадаг (Крым).

Образцы для исследований отбирались из наиболее перспективных горизонтов цеолитизированных туфов, в большинстве своем по данным рентгеновских, термических и химических анализов, содержащих один вид цеолитов (см. цитированные источники). Изучению с помощью СЭМ подвергались свежие сколы пород.

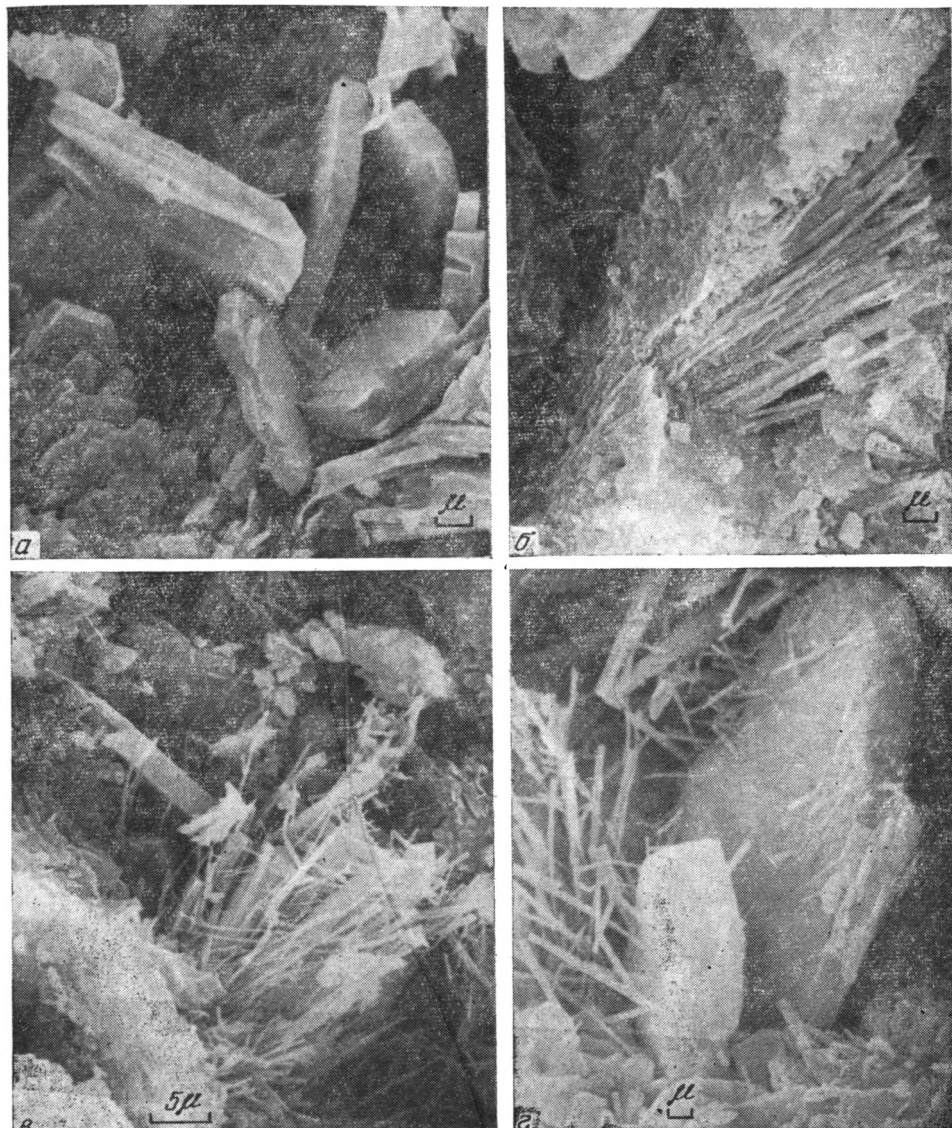
Айдагское месторождение в районе города Тауз приурочено к верхнемеловым (в основном кампанским) вулканогенным туфам (Кашкай, Бабаев, 1976; Kashkai, Babaev, 1976). Клиноптилолит в породе составляет 76—80%. Электронно-микроскопическое исследование показывает высокую степень дисперсности кристалликов цеолитов. На сколах пород обычно наблюдается сплошная тонкочешуйчатая масса с рассеянными в ней реликтами пирокластики (см. фиг. 4, а). На поверхности пепловых частиц удается различить пластинчатый характер цеолитов или налеты дендритовидных кристалликов, размер которых обычно не превышает 0,25—0,5 мкм (см. фиг. 4, б). Никаких кристаллографических форм в них различить не удается. Лишь в пустотах и трещинах наблюдаются «секреционные» образования сильно уплощенных пинакоидальных кристаллов размером до 10—15 мкм (см. фиг. 4, в). На этих кристаллах хорошо развит второй пинакоид $\{010\}$ и значительно менее грани пина-



Фиг. 4. Цеолитизированные клиноптилолитовые туфы месторождения Айдаг
а — участок тонкодисперсной клиноптилолитовой породы с фрагментами пирокластике; *б* — фрагмент того же участка с тонкодисперсными кристаллами клиноптилолита по пирокластике; *в* — таблитчатые кристаллы клиноптилолита в порах цеолитизированного туфа; *г* — веерообразный агрегат кристаллов цеолитов (морденита?)

коидов $\{100\}$, $\{101\}$, $\{001\}$. Еще реже встречаются радиально-лучистые агрегаты «перьевидных» кристаллов длиной 5—7 мкм и в поперечнике 0,1—0,2 мкм (см. фиг. 4, *г*). Не исключено, что они являются кристаллами морденита.

Месторождение клиноптилолита у сел. Дзегви на северо-запад от г. Тбилиси связано со среднеэоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями. Наиболее богаты цеолитами пелитовые витрокластические туфы андезито-дацитового состава (Гвахария и др., 1972; Гвахария и др., 1974). Для цеолитизированных туфов, содержание клиноптилолита в которых составляет 80—95%, характерна более гетерогенная, чем для айдагских туфов, структура. Хотя здесь также значительную часть пород слагают тонкодисперсные частицы, таблитчатый (или пластинчатый) облик основной массы с помощью СЭМ обычно удается разрешить. Таблитчатые кристаллы кальциевого клиноптилолита до 10—



Фиг. 5. Цеолитизированные клиноптилолитовые туфы месторождения Дзегви

a — таблитчатые пинакоидальные кристаллы клиноптилолита в порах цеолитизированного туфа; **b** — агрегат игольчатых кристаллов (морденит?), нарастающих на таблитчатых кристаллах; **c** — волокнистые кристаллы (морденит?) в клиноптилолитовых туфах; **d** — таблитчатые кристаллы клиноптилолита (гейландита) и нарастающие на них игольчатые и волокнистые кристаллы (морденит?) в цеолитизированном туфе

15 мкм наблюдаются здесь в значительных количествах и характеризуются теми же пинакоидальными формами, что и айдагский клиноптилолит (фиг. 5, *a*). Иногда наблюдаются кристаллики псевдоромбического облика, которые Мамптон и Ормсби (Mumpton, Ormsby, 1976) назвали гробовидными (Coffin-shaped), имея в виду форму американского стандарта этого мрачного аксессуара.

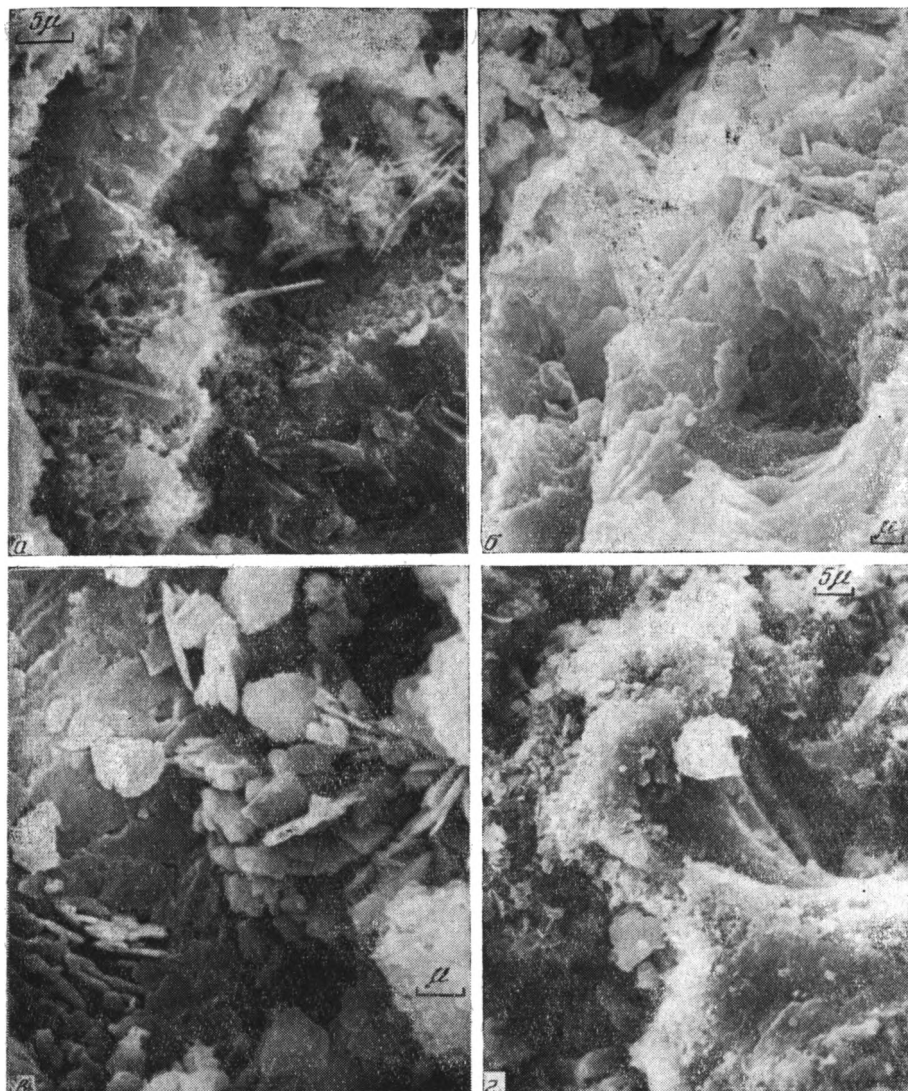
В цеолитовых породах Дзегви встречаются параллельные или радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов длиной до 10—12 мкм и толщиной 0,2—0,3 мкм (см. фиг. 5, *b*). Более часты спутанно-волокни-

стые агрегаты, кристаллические индивиды которых нередко имеют изогнутую форму и достигают 7—10 мкм длины при толщине, измеряемой десятными долями микрона (см. фиг. 5, в). Подобные кристаллы в ассоциации с клиноптилолитом были встречены Мамптоном и Ормсби (Mumpton, Ormsby, 1976) в образцах из некоторых месторождений (в том числе и Дзегви). Ими было высказано предположение, что волокнистые кристаллы принадлежат мордениту, что иногда подтверждается и рентгеновскими данными. Выполненные нами рентгенографические исследования образцов Дзегви не дали однозначного ответа на этот вопрос: в области 13 Å был зафиксирован слабый рефлекс, однако другие сильные рефлексы морденита надежно не зарегистрированы. Тем не менее вероятность того, что игольчатые и волокнистые кристаллы являются морденитом, велика, и лишь малые количества не позволяют зафиксировать его рентгенографически. Весьма интересно соотношение различных генераций цеолитов дзегвинского месторождения. СЭМ позволяет уверенно выделить по крайней мере три таких генерации: первая представлена микрозернистой основной массой, вторая — таблитчатыми пинакоидальными кристаллами в порах и третья — волокнистыми и игольчатыми кристаллами, нередко нарастающими на таблитчатые цеолиты (см. фиг. 5, г). Вероятно, что в данном случае мы имеем дело не только с вариациями морфологии, но и состава. В частности, таблитчатые кристаллы моноклинного облика могут принадлежать гейландиту или промежуточному между гейландитом и клиноптилолитом цеолиту. Это предположение подтверждается и последними данными по оптике, химизму и термостойкости цеолитов Дзегви (Гвахария и др., 1974).

Бадхызское месторождение клиноптилолита на юге Туркмении связано с пепловым материалом андезито-дацитового состава верхнеэоценового возраста (содержание клиноптилолита около 80%) (Михайлов и др., 1971). Здесь также характерна основная тонкозернистая масса цеолитово-монтмориллонитового состава. Монтмориллонит слагает налеты и участки характерной ячеистой (шлаковидной) структуры. Много агрегатов неправильных пластинчатых кристаллов клиноптилолита, замещающих частицы пирокластики. В порах цеолитизированных туфов нередко вытянутые (до 12—15 мкм длины при толщине около 0,5 мкм) кристаллы и еще более тонкие и изогнутые, беспорядочно ориентированные фибры, образующие войлоковидные участки (фиг. 6, а). Весьма вероятно, что фибры представлены морденитом, однако он не зафиксирован рентгенографически.

Сокирницкое и Крайниковское месторождения клиноптилолита в Закарпатье (Хустский р-н) связаны с липарит-дацитовыми туфами тортонского возраста. Среднее содержание клиноптилолита составляет в Сокирницком месторождении 65—70%, в Крайниковском — 70—85% (Юрк, Супрычев, 1973; Супрычев, Кирикилица, 1975). В изученных образцах цеолитизированных туфов обоих месторождений преобладает скрытозернистая тонкодисперсная масса. Лишь на отдельных участках удается различить уплотненные и вытянутые кристаллики клиноптилолита и их параллельные и субпараллельные сростки (см. фиг. 6, б, в), размер которых (по удлинению) обычно не превышает 2—3 мкм.

Месторождение клиноптилолита Гейзерное в бассейне р. Гейзерная на Камчатке представляет собой цеолитизированные туфогенные породы кислого состава плиоцен (?) — четвертичного возраста. Формирование этих отложений происходило в водной среде. Содержание клиноптилолита достигает в некоторых горизонтах 90—95% (Гузинов и др., 1975). Изученный нами образец был отобран из алевроитовых туфов, содержащих реликты кислых плагиоклазов и кварца. Нам не удалось обнаружить хорошо выраженных кристаллов клиноптилолита. Туф представляет собой в подавляющей массе тонкодисперсный агрегат уплотненных с извилистыми краями частиц, напоминающих гидрослюда и

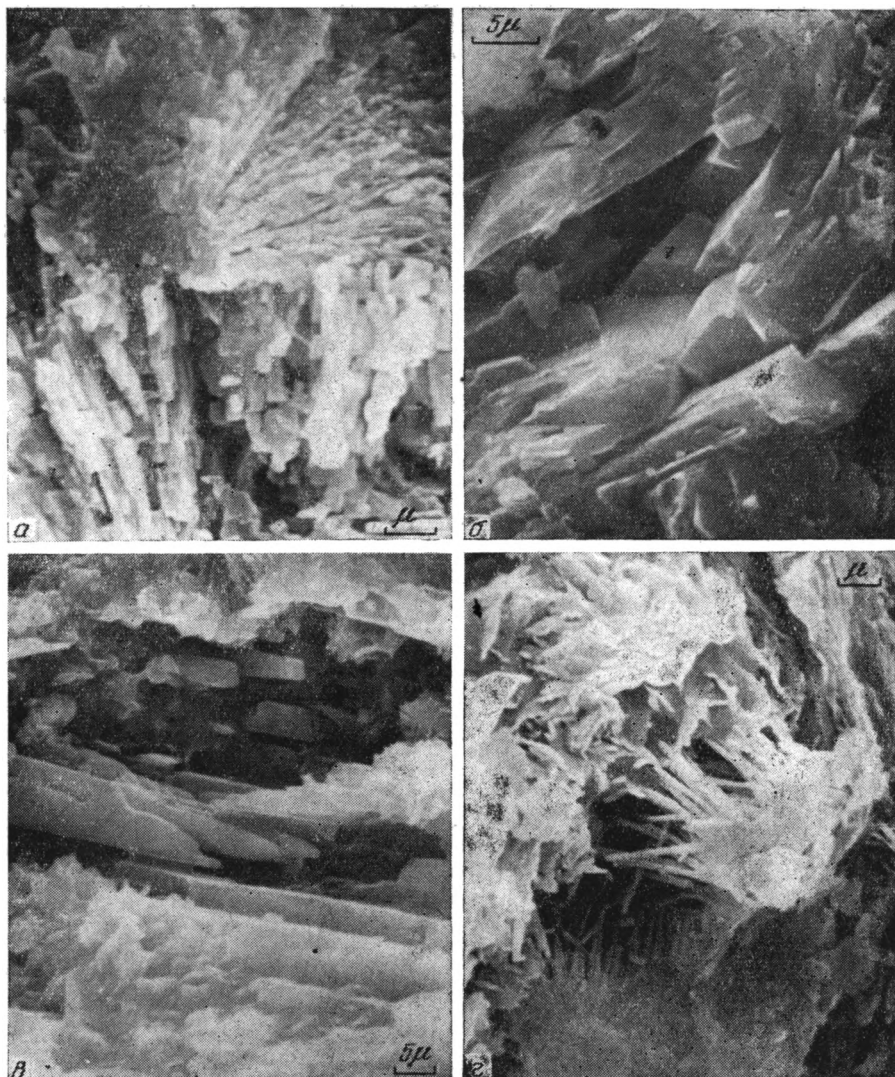


Фиг. 6. Цеолитизированные клиноптилолитовые туфы месторождений Бадхыз, Сокирницкого, Крайниковского и Гейзерного

а — пластинчатые и волокнистые кристаллы цеолитов и шлакоподобный агрегат монтмориллонита в клиноптилолитовом туфе месторождения Бадхыз; *б* — пластинчатые и веерообразные агрегаты клиноптилолита из туфов Сокирницкого месторождения; *в* — таблитчатые кристаллы клиноптилолита в цеолитизированном туфе Крайниковского месторождения; *г* — агрегат тонкодисперсного клиноптилолита, развивающийся по вулканическому стеклу. Месторождение Гейзерное (Камчатка)

имеющих размер 2—3 мкм и менее. Эти агрегаты замещают и частицы стекла, причем иногда сохраняется характерная форма его излома (см. фиг. 6, г).

Морденитовое месторождение Ноемберян (Кемерли) принадлежит к тому же вулканогенно-осадочному комплексу южного борта Куринской впадины, что и Айдагское месторождение клиноптилолита. Морденит, содержание которого колеблется от 60 до 90%, развит по туфам дацит-липарит-дацитового состава. В образцах цеолитизированных туфов характерно развитие веерообразных и радиально-лучистых агре-



Фиг. 7. Цеолитизированные морденитовые туфы месторождений Ноемберян и Карадаг
а — веерообразные агрегаты призматических кристаллов морденита в цеолитизированном туфе месторождения Ноемберян; *б* — призматические кристаллы морденита месторождения Ноемберян; *в* — призматические кристаллы морденита в ассоциации с монтмориллонитом; морденитовый туф Ноемберян; *г* — игольчатые и палочковидные кристаллы морденита, развивающиеся по вулканическому стеклу; Карадаг (Крым)

гатов кристаллов морденита (фиг. 7, *а*). Длина кристаллических индивидов в таких агрегатах достигает 10—12 мкм при толщине 0,5 мкм и менее. На некоторых участках наблюдаются кристаллы морденита толщиной до 5—7 мкм, причем удается различить грани наиболее развитой формы — ромбической призмы {110} (см. фиг. 7, *б*). Концы таких призм чаще всего срезаны косой плоскостью, возможно связанной с пинакоидальной спайностью, иногда имеют пирамидообразное окончание (см. фиг. 7, *б*). Нередки также щепковидные окончания кристаллов (см. фиг. 7, *в*).

Нам не удалось отыскать ни в отечественной, ни в зарубежной справочной литературе описания морфологии макрокристаллов морденита,

поэтому произвести сопоставление оказалось не с чем. В американских месторождениях описаны только волокнистый и игольчатый мордениты (Mumpton, Ormsby, 1976).

Карадагское месторождение морденита в Крыму (Святая гора) связано с постмагматическим преобразованием кислого вулканического стекла трассов (игнимбритов) среднеюрского (байосского) возраста. Главным породообразующим минералом является морденит, содержание которого составляет 70—80% (Супрычев, Кирикилица, 1975). Морденит Карадагского месторождения значительно отличается от ноемберянского. Он образует мелкие щетки игольчатых кристалликов длиной 2—3 мкм и толщиной 0,2—0,3 мкм, которые замещают частицы пирокластики (фиг. 7, г).

ВЫВОДЫ

Обобщая материал по электронно-микроскопическому изучению цеолитов осадочных пород и вулканогенно-осадочных месторождений можно прийти к следующим выводам.

1. По кристалломорфологическим особенностям тонкодисперсные цеолиты в разных типах осадочных пород в возрастном интервале от нижнего мела до плиоцена довольно близки. Все они характеризуются развитием пинакоидальных граней, характерных для гейландита. Ни в одном случае не были встречены достаточно характерные по морфологии волокнистые кристаллы морденита.

2. Несмотря на общее сходство кристаллов осадочных цеолитов, среди них наблюдаются и различия. Они заключаются в степени уплощенности по второму пинакоиду, вытянутости по оси *C*, а в некоторых случаях и развитии граней призмы. С одной стороны, эти морфологические различия могут быть обусловлены индивидуальными особенностями роста кристаллов, однако в общем случае говорить о тенденции к уплощению у представителей этой группы цеолитов, более бедных кремнеземом. Этот вывод, однако, не следует считать универсальным и распространять его на цеолиты вулканогенно-осадочного происхождения.

В настоящее время трудно говорить, в какой степени для кристаллогенезиса осадочных цеолитов может быть использована диаграмма, разработанная для гидротермальных гейландитов И. Костовым (1971), поскольку она основывается на учете двух параметров: температуры и степени пересыщения растворов. Однако уплощенность гейландита и гейландитоподобных кристаллов в осадочных породах, при диагенетическом росте которых вряд ли можно рассчитывать на значительное пересыщение поровых растворов алюминием и кремнием, согласуется с этой диаграммой.

3. Ни в одном случае в осадочных породах нами не зафиксировано признаков развития кристалликов цеолитов по пирокластике. Наоборот, морфология осадочных цеолитов свидетельствует об их росте в свободном поровом пространстве, а не путем замещения «реакционноспособных» компонентов осадка или породы, что наблюдалось и Г. И. Бушинским (1954).

Таким образом, электронно-микроскопические исследования не подтверждают предположения А. Г. Коссовской (1975) об определяющей роли «закамуфлированной» пирокластики при образовании осадочных цеолитов. Противоречит этому представлению и соотношение аутигенных цеолитов и вторичных образований кремнезема. В осадочных породах и осадках сферы кристобалита-тридимита представляют неоднородное, часто более позднее, чем цеолиты, образование, нехарактерное для туфогенных месторождений цеолитов. Установленная с помощью СЭМ последовательность выделения цеолитов и вторичного кремнезема не согласуется с концепцией образования генетически одно-

типных цеолитов Молдавии за счет монтмориллонита и сфер кремнезема (Перес, 1976) и показывает ее ошибочность.

4. В цеолитизированных вулканических туфах в большинстве исследованных образцов преобладает скрытозернистая, неразличимая даже СЭМ масса.

5. В тех случаях, когда мелкие кристаллики основной массы клиноптилолитовых пород различимы, видно, что они имеют в подавляющем большинстве таблитчатый или даже пластинчатый облик. Таким образом, картина развития волокнистых кристаллов, которая часто наблюдается в клиноптилолитовых туфах под обычным микроскопом в шлифах, — явление кажущееся.

6. Степень дисперсности и гетерогенности клиноптилолита (как и других цеолитов) в различных месторождениях и даже горизонтах испытывает существенные колебания, что может отразиться на свойствах цеолитового сырья — величине удельной поверхности, термостойкости и т. д.

7. Хорошо образованные кристаллы клиноптилолита имеют как в отечественных, так и зарубежных эффузивно-осадочных месторождениях сильно уплощенную пинакоидальную форму. Углы между первым и третьим пинакоидом заметно отличаются от цеолитов осадочных пород, лишенных видимых признаков пирокластики и достигают 145—150°. Для клиноптилолитов, развивающихся по вулканогенным туфам, не характерны призматические формы.

8. Кристаллы морденита имеют сильно удлиненный призматический шестоватый или волокнистый облик.

9. Там, где удастся наблюдать несколько возрастных генераций цеолитов, видно, что таблитчатые и пластинчатые их формы сменяются волокнистыми. Вероятно, эта морфологическая эволюция отражает изменение состава цеолитов от клиноптилолита (гейландита) к мордениту. Такая смена минеральных видов пока не получила достаточного обоснования дифракционными методами. Однако эволюция морфологии кристаллов без изменения состава противоречит кристалло-морфологической диаграмме (Костов, 1971), согласно которой вытянутые кристаллы группы гейландита (клиноптилолита) образуются при больших пересыщениях порообразующих растворов, чем уплощенные формы. Трудно представить, что пересыщение растворов больше на последних этапах цеолитизации туфов, когда основная масса пирокластики уже цеолитизирована.

10. Ни в одном случае, даже в липаритовых туфах, не был зафиксирован парагенезис цеолитов с кристобалит-тридимитовыми сферами, нередко встречающийся в осадочных породах, лишенных пирокластики. Это, так же как указанные морфологические различия и отсутствие морденита, существенно отличает осадочные цеолитопроявления от осадочно-вулканогенных месторождений цеолитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Гостеолиздат, 1950.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 156.

Вальтер А. А., Маслякович А. В., Гамарник Е. А., Бобонич Ф. М., Деменко Д. П., Писанский А. И. Породообразующий клиноптилолит неогеновых туфов Закарпатья. — Геол. ж., 1975, т. 35, вып. 5.

Гвахария Г. В. Цеолиты Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1952.

Гвахария Г. В., Схиртладзе Н. И., Батиашвили Т. В., Ахведиани Р. А., Микадзе Г. А. О клиноптилолитовых вулканических туфах северного склона Тriaлетского хребта. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1.

Гвахария Г. В., Схиртладзе Н. И., Батиашвили Т. В., Ахведиани Р. А., Микадзе Г. А., Чичинадзе Т. С. Проявления цеолитов в вулканогенно-осадочных формациях Аджаро-Тriaлети (Грузинская ССР). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7.

- Гузиев И. С., Михайлов А. С., Маслов С. Е. Цеолитизированные туфы бассейна р. Гейзерной (Камчатка).— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5.
- Кашкай М. А., Бабаев И. В. Клиноптилолит, его физические свойства и генезис.— В сб.: Минералы и парагенезис минералов горных пород. Л., «Наука», 1976.
- Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2.
- Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971.
- Михайлов А. С., Кринари А. И. Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов СССР.— Сов. геология, 1970, № 4.
- Михайлов А. С., Кринари А. И., Маслов С. Е. Цеолитовые породы юга Туркмении.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3.
- Муравьев В. И. К методике выделения цеолитов из осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Перес Ф. С. Новые данные о цеолитах Молдавской ССР.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4.
- Супрычев В. А., Кирикилица С. И. Цеолиты вулканогенных формаций — новый вид минерального сырья Украины.— В сб.: Геология, методы поисков и разведки месторожд. неметаллич. полезн. ископ. М., ВИЭМС ЭИ, 1975, № 6.
- Терентенко Н. А. К вопросу о цеолитонности палеогеновых отложений в бассейне Нижнего Дона.— В сб.: Геология и техника геологоразвед. работ в Ростовской обл. Изд. Ростовск. ун-та, 1975.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шитовкин Н. Г., Михайлов А. С., Супрычев В. А. Юрские морденитовые породы вулканической группы Карадага (Крым).— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 1.
- Шуменко С. И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Шуменко С. И. Электронно-микроскопическое изучение аутигенных цеолитов из верхнемеловых отложений УССР.— В кн.: Вопросы минералог. осадочн. образцов. Изд. Львовск. ун-та, 1970, кн. 8.
- Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Изд. Харьковск. ун-та, 1971.
- Шуменко С. И. О цеолитах группы гейландита.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Шуменко С. И. Аутигенное цеолитопоявление в нижнемеловых отложениях района г. Канева.— Докл. АН УССР, 1977, сер. Б, № 10.
- Шуменко С. И., Чумаков И. С. Гейландит из отложений долины Нила.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Юрк Ю. Ю., Супрычев В. А. Цеолитовые породы Украинского Закарпатья.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1973, № 11.
- Alietti A. Polymorphism and crystal-chemistry of heulandites and clinoptilolites.— Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, No. 9—10.
- Boles J. R. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite-group zeolites.— Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, No. 9—10.
- Chumakov I. S., Shumenko S. I. Heulandite authigene des depots d'embouchure pliocenes du Nil.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1977, t. 284, ser. D, n5.
- Kashkai M. A., Babaev I. A. Clinoptilolite from zeolitized tuffs of Azerbaidzhan.— Mineral. Magazine, 1976, v. 40, No. 313.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined.— Amer. Mineralogist., 1960, v. 45, No. 3—4.
- Mumpton F. A., Ormsby W. C. Morphology of Zeolites in sedimentary rocks by scanning electron Microscopy.— Clays and Clay Miner., 1976, v. 24.

Харьковский госуниверситет,
Харьков
Институт океанологии АН СССР,
Москва
Симферопольский госуниверситет,
Симферополь

Дата поступления
16.V.1977

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.51 : 551.8

**ИЗУЧЕНИЕ ДОННОГО КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА
КАК ИСТОЧНИКА ИНФОРМАЦИИ О СОСТАВЕ КОРЕННЫХ
ПОРОД ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ**

В. Б. ХАСАНКАЕВ

Все чаще исследователи, занимающиеся изучением морских осадков, приходят к выводу, что донный каменный материал (ДКМ) способен дать информацию о петрографическом составе и возрасте коренных пород морского дна (Дибнер, 1971; Гимпельсон, Хасанкаев, 1972; Мурдмаа, 1976; Алявдин и др., 1977). При этом получение такой информации в принципе возможно и в случае наличия рыхлых современных осадков (Гуревич, Хасанкаев, 1974).

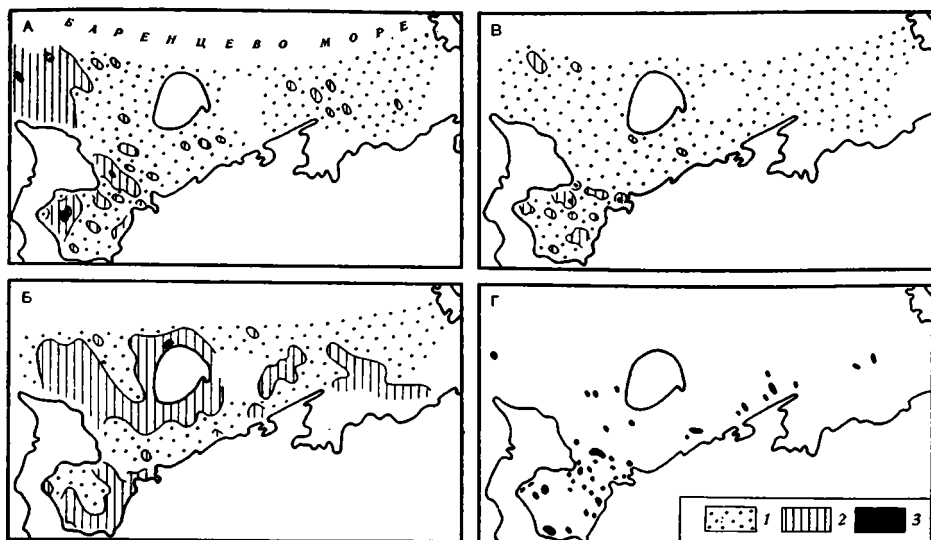
В настоящей работе рассмотрен донный каменный материал из осадков юго-восточной части Баренцева моря (более 200 станций). Анализировались в основном фракции среднего и крупного гравия как оптимальные размерности при изучении состава ДКМ (Гуревич, Хасанкаев, 1974). Отдельные крупные обломки каменного материала использовались для более точного петрографического определения.

Состав грубообломочного материала рассматриваемой акватории характеризуется преобладанием пород карбонатного и терригенного состава (таблица). В целом по акватории выявлена 21 преобладающая петрографическая разность донного каменного материала.

При изучении петрографического состава ДКМ подводные выходы и выступы коренных пород рассматриваются как аномалиеобразующие объекты, являющиеся эпицентрами аномалий эдафогенного каменного материала. Для каждой петрографической разности в каждой пробе определяется коэффициент контрастности $K_n = C_n / C_\phi$, где C_ϕ — региональное фоновое содержание обломков рассматриваемой породы, а C_n — ее содержание в данной пробе.

Грубообломочный материал различного состава неравноценен в качестве индикатора обнаружения выходов и выступов коренных пород дна. Аномалии легко разрушающихся петрографических разностей, не способных выдерживать длительную транспортировку (известняки, мергели, песчаники с известняковым цементом и т. д.), с большой уверенностью можно отнести за счет эдафогенных процессов. Поэтому наибольшее внимание уделено рассмотрению нестойких разностей пород, а также тех, для которых оказалась возможной идентификация с известными на суше литолого-стратиграфическими комплексами.

Известняки мергелистые красноцветные. Области повышенного и аномального содержания обломков известняков в основном локализованы в западной части акватории (Лудоватая и Седухинская шельфовые зоны поднятий, фигура, А). Согласно М. В. Кленовой (1960), породы



Распределение донного каменного материала в донных отложениях юго-восточной части Баренцева моря

А — известняки мергелистые красноватые, Б — кварциты серые, В — базальты, Г — аномалии донного каменного материала.

Содержание ДКМ: 1 — ниже фонового, 2 — повышено фоновое, 3 — аномальное

аналогичного состава характерны для пермских отложений. В пределах Седюяхинской зоны поднятий совместно с В. И. Гуревичем отобраны образцы ДКМ с пермской фауной *Cancripella cancrini* Vern., любезно определенной В. И. Устрицким.

Повышенные концентрации обломков пермских мергелистых известняков встречены также в пределах Колвинской мелководной зоны поднятий.

Основные типы пород в составе ДКМ юго-восточной части Баренцева моря

Тип пород	Среднее содержание, %		
	Канинско-Колгуевское мелководье	Чёшская губа	Печорское мелководье
Осадочные,	75,7	76,5	71,5
в том числе:			
терригенные	42,7	30,0	39,9
карбонатные	33,0	46,5	31,6
Метаморфические	15,5	12,7	22,8
Магматические	8,0	10,8	5,7

Песчаники известковистые с глауконитом. Содержание обломков этой петрографической разновидности ДКМ в осадках акватории составляет в среднем лишь около 1% — очевидно, в силу невысокой механической прочности. Породы аналогичного состава встречаются в разрезе юрских и меловых толщ (Дедеев, 1966). Участки аномальных содержаний известковистых песчаников с глауконитом отмечены в юго-западной части Чёшской губы и в пределах Шапкино-Колоколоморской зоны поднятий.

Кварциты серые. Зоны повышенных содержаний кварцитов отмечаются в Чёшской губе близ мысов Бармин и Большой Румяничный (см. фигуру, Б), что уверенно связывается с абразией сходных по составу рифейских серых кварцитов, обнажающихся на этих мысах (Ге-

цен, 1975). Зона повышенного содержания кварцитов простирается в северо-западном направлении до м. Микулкин. Аномальная зона аналогичного простирания выявлена и южнее.

Сланцы слюдистые. Для Канинско-Колгуевского мелководья ДКМ такого состава нехарактерен. В Чёшской губе почти все участки с повышенным содержанием сланцев приурочены к Канинской и Лудоватой шельфовым зонам. В первой из них источником образования эдафогенного материала служили, очевидно, подводные выходы рифейских пород близ мысов Микулкин и Бармин (Гимпельсон, Хасанкаев, 1972).

Базальты. Повышенное содержание обломков базальтов отмечается преимущественно в Чёшской губе (фигура, В). Северная аномальная зона трассируется от Индигской губы до базитового массива северо-восточнее мыса Микулкин, где на берегу отмечены выходы девонских базальтов (Гецен, 1975), а также установлены подводные коренные выходы базальтов (Гимпельсон, Хасанкаев, 1972). Аномалии базальтов обнаружены и в районе Лудоватой зоны поднятий.

В целом по рассматриваемой акватории участки с аномальными концентрациями обломков различных литолого-петрографических разностей ДКМ, а следовательно, и зоны предполагаемых выходов и выступов коренных пород дна распределены весьма неравномерно (см. фигуру, Г). Наибольшее число аномальных участков отмечено на подводном продолжении Тимано-Канинских структур.

Таким образом, для ДКМ юго-восточной части Баренцева моря характерно резкое преобладание обломков осадочных пород, в частности карбонатных. Наличие высоких концентраций слабоустойчивых литолого-петрографических разностей указывает на их эдафогенный характер и близость участков размыва. Идентификация обломков ряда пород с известными на суше аналогами позволила ориентировочно оценить литолого-стратиграфическую принадлежность ДКМ и аномалиеобразующих объектов — коренных пород, обнажающихся на морском дне (в частности, рифейских сланцев и кварцитов, девонских базальтов, пермских красноватых известняков). Участки аномалий ДКМ концентрируются в основном на подводном продолжении структур Тимано-Канинской зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Алядин Ф. А., Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А., Эйхгорн Г. Л. Новые данные по геологии северо-западной части Белого моря. — В кн.: Природа и хозяйство севера. Петрозаводск, Изд-во «Карелия», 1977.
- Гецен В. Г. Строение фундамента северного Тимана и полуострова Канин. Л., «Наука», 1975.
- Гимпельсон И. А., Хасанкаев В. Б. О подводных коренных выходах рифея и девона в Чёшской губе (на основе изучения ДКМ). — В кн.: Вопросы океанологии и комплексных исследований шельфа Баренцева и Белого морей. Апатиты, Изд. СФГО, 1972.
- Гуревич В. И., Хасанкаев В. Б. К теории распространения донного каменного материала в морских осадках и о методах изучения ДКМ. — В кн.: Географические аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л., Изд. Геогр. о-ва СССР, 1974.
- Дедеев В. А. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Л., «Недра», 1966.
- Дибнер В. Д. Сборы и изучение донного каменного материала с целью геологического картирования. — В кн.: Геология моря. Л., Изд. НИИГА, 1971, вып. 1.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мурдмаа И. О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геологов. Палеонтология, морская геология. М., «Наука», 1976.
- п. Дальние Зеленцы

Мурманский морской
биологический институт
Кольского филиала АН СССР,

Дата поступления
14.VI.77

К ФОРМИРОВАНИЮ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ СКОПЛЕНИЙ В ВОРОНКЕ БЕЛОГО МОРЯ

В. В. АЛЕКСЕЕВ, Т. В. ЯКОВЛЕВА

В условиях северных морей особенности биогенного карбонатного осадкообразования остаются малоизученными. Однако и в этих акваториях иногда возникают богатые танатоценоотические скопления, представляющие практический интерес как сырье при производстве портландцемента и кормовой известковой крупы для нужд птицеводства (Меро, 1969). На северо-западе Воронки Белого моря и в сопредельных частях Баренцева моря в результате работ лаборатории геологии и геохимии моря ММБИ Кольского филиала АН СССР обнаружено около десятка ракушечных залежей (Яковлева, Гуревич, 1974; Гуревич, 1976). Представляется своевременным произвести районирование танатоценозов и определить оптимальные условия их формирования в зависимости от расположения продуцирующих биоценозов, особенностей гидродинамики водной среды и современного рельефа дна.

Микроскопическое изучение биогенных обломков показало, что видовой состав ракуши в изученных пробах достаточно однообразен. Наиболее распространены *Balanus balanus* и *B. crenatus*, реже встречаются фрагменты *Bivalvia* и *Bryozoa*. Сохранность и окатанность обломков существенно варьирует в соответствии с различной длительностью их механической обработки в активном придонном слое.

Количественный, видовой состав и генетическая принадлежность ракуши находятся в явной зависимости от коэффициента неровности морского дна (Гуревич, Тарасов, 1974) и удаленности от берега Кольского полуострова.

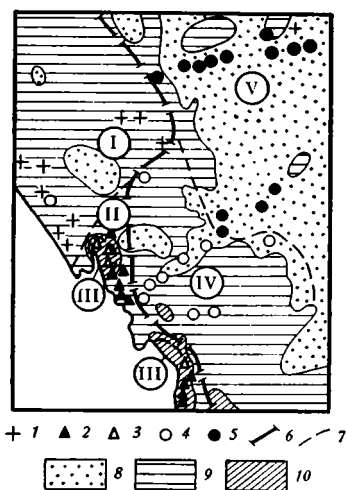
В прибрежной зоне при значении коэффициента неровности K_n от 1000 до 200 локализованы участки распространения аутигенных баянусов (фиг. 1, зона II), что обусловлено близостью продуцирующих биоценозов *Balanus sp.*, образующих колонии на скальных выходах или валунных скоплениях. Сохранность обломков обычно хорошая, зачастую встречаются целые домики баянусов. Отмечены также хорошо сохранившиеся обломки раковин двустворчатых моллюсков и гастропод, скелеты мшанок, морских ежей и т. д. Содержание ракуши колеблется в широких пределах — от 1 до 65%. Взаимосвязь терригенной и биогенной составляющих осадка представлена на фиг. 2, А.

На илисто-песчаных грунтах как вблизи, так и на значительном удалении от берега при коэффициенте неровности от 600 до 150 обнаружены аутигенные скопления *Bivalvia*. Содержание карбонатного материала в них обычно не превышает 10% (фиг. 1, зона I), кумулятивные кривые представлены на фиг. 2, Б.

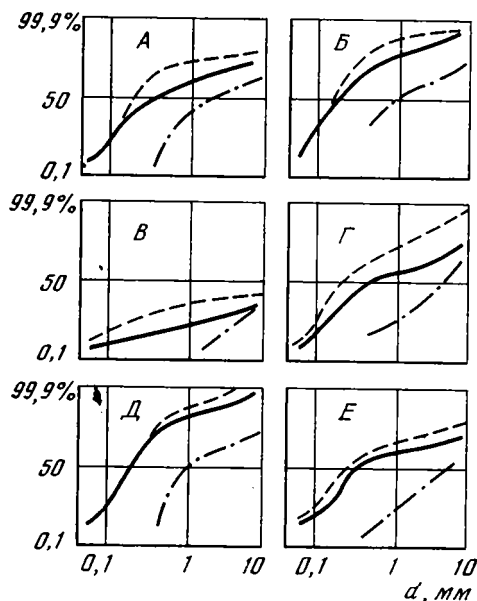
В непосредственной близости к продуцирующим биогеоценозам на сильно расчлененных участках морского дна (K_n порядка 1000 и более) отмечены остаточные залежи аутигенной ракуши смешанного состава. Карбонатные обломки, преимущественно *Balanus sp.* хорошо промыты, отличаются крупными размерами и плохой сохранностью. Содержание биогенного материала в пробах этого подтипа очень велико и достигает 90—97%. Рост содержания крупных фрагментов ракуши обусловлен активным выносом мелкого материала в условиях контроля рельефом (фиг. 1, зона III). Соотношение терригенной и биогенной компонент осадка отражено на фиг. 2, В.

На промежуточной стадии транспортировки формирование ракушечных залежей при значительном удалении от берега обусловлено выно-

сом биогенного материала из близбереговой зоны мощными приливотливными течениями, скорости которых здесь достигают 1,5 м и более в секунду. Гидродинамическая обстановка в рассматриваемом районе осложняется сточным течением, направленным из Горла в Воронку Белого моря. Однако конфигурация ореолов рассеивания и тенденции изменения медианного диаметра обломков указывают на результирующее движение наносов в северо-восточном направлении. Участки биогенной



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Схематическая карта распределения танатоценозов в зависимости от неровности донного рельефа

Танатоценозы: 1 — аутигенный *Bivalvia* (зона I); 2 — аутигенный *Balanus* sp. (зона II); 3 — аутигенный остаточный смешанный (зона III); 4 — аллотигенный *Balanus* sp., массовые скопления (зона IV); 5 — аллотигенный рассеянный (зона V); 6 — граница аутигенной и аллотигенной провинций; 7 — граница зон (подтипов танатоценозов). Коэффициент неровности донного рельефа (по В. И. Гуревичу и Г. А. Тарасову, 1974); 8 — от 3 до 100; 9 — от 100 до 1000; 10 — более 1000

Фиг. 2. Типы кумулятивных кривых транулометрического состава

A — аутигенные танатоценозы *Balanus* sp.; Б — аутигенные танатоценозы *Bivalvia*; В — аутигенные остаточные смешанные танатоценозы; Г — аллотигенные массовые скопления ракуши (промежуточная стадия транспортировки); Д — аллотигенные рассеянные танатоценозы (заключительная стадия транспортировки); Е — осадки района в целом. Штриховая линия — терригенная компонента; штрих-пунктирная линия — биогенная карбонатная компонента; сплошная линия — осадок в целом

седиментации приурочены обычно к северо-восточным склонам положительных структур (Яковлева, Гуревич, 1974). Действительно, на удалении 15—70 км от берега Кольского полуострова максимальные концентрации карбонатного материала тяготеют к северо-восточным склонам положительных мезоформ. Подобная закономерность, возможно, обусловлена взаимодействием придонного потока наносов северо-восточного направления, противотечений, возникающих при этом на «подветренных» склонах поднятий, а также кругового движения водных масс, отмеченного в этой акватории О. В. Суздальским (1974).

Участки аллотигенных массовых скоплений ракуши промежуточной стадии транспортировки характеризуются умеренно неровным дном

при K_n от 350 до 100 (фиг. 1, зона IV). Ведущую роль в танатоценозах играют обломки *Balanus sp.*; раковины двустворок и скелеты мшанок имеют подчиненное значение. Подобное соотношение видов отражает повышенную устойчивость к транспортирующему флюидальному воздействию у плотных раковин *Bivalvia*. Содержание карбонатного материала в пробах варьирует от 18 до 60%. Кумулятивные кривые представлены типом Г (см. фиг. 2).

На удалении порядка 100 км от берега в условиях слабо расчлененного дна акватории (K_n от 100 до 10) формируются аллотигенные биогенные осадки заключительной стадии транспортировки (см. фиг. 1, зона V). Эта зона характеризуется сужением пределов изменения размерного состава частиц ракуши, представленной детритом и шламом. Тенденция закономерного снижения размера биогенных обломков с удалением от берега нарушается при увеличении доли фрагментов *Bivalvia*. Карбонатный детрит здесь конечный продукт транспортировки доминирующего компонента танатоценотических россыпей — *Balanus sp.* Для осадков конечной стадии транспортировки характерно сближение величин критических скоростей терригенной и биогенной составляющих. Очевидно, в процессе длительной транспортировки компоненты гетерогенных осадков стремятся к литодинамической эквивалентности. Характер кумулятивных кривых отражен на фиг. 2, Д.

Взаимосвязь биогенной и терригенной компонент в целом по акватории прослеживается на обобщенных кумулятивных кривых гранулометрического состава, построенных по данным 93 проб донных отложений, содержащих биогенные карбонаты (см. фиг. 2, Е). Кумюлята для осадка в целом характеризуется бимодальностью и положительной асимметрией, биогенная компонента распределена строго логнормально. Последнее, очевидно, свидетельствует о физической и соответственно литодинамической однородности карбонатного материала. С выделением биогенной компоненты отмечается некоторое спрямление кумюляты для терригенной составляющей. Снижение достоверной вероятности обнаружения обломков размером менее 0,35 мм до 0,005 свидетельствует об активизации процесса растворения карбонатного вещества, обусловленной ростом удельной поверхности биогенных зерен.

На основании комплексного изучения донных отложений Воронки Белого моря и смежных частей Баренцева моря выделены основные подтипы карбонатных танатоценозов: (1) аутигенные танатоценозы *Balanus sp.*; (2) аутигенные танатоценозы *Bivalvia*; (3) аутигенные остаточные смешанные танатоценозы; (4) аллотигенные массовые скопления промежуточной стадии транспортировки; (5) аллотигенные танатоценозы заключительной стадии транспортировки.

Среди факторов, контролирующих формирование крупных залежей ракуши, важную роль играют близость продуцирующих биоценозов, высокая степень неровности донного рельефа, наличие мощных придонных течений, ограниченность поступления терригенного материала.

Для практического использования наиболее перспективны залежи, представленные ракушей аутигенного остаточного смешанного подтипа и аллотигенные массовые скопления ракуши.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуревич В. И. Исследование органических компонентов в донных отложениях южной части Баренцева и Белого морей. — В кн.: Биология Баренцева и Белого морей. Апатиты, Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1976.
- Гуревич В. И., Тарасов Г. А. О неровности рельефа морского дна в прибрежной зоне юга Баренцева моря. — В кн.: Географические аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л., Изд. Сев. филиала Геогр. о-ва СССР, 1974.
- Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.

Суздальский О. В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей.— В кн.: Геология моря. Л., Изд. НИИГА, 1974, вып. 3.
Яковлева Т. В., Гуревич В. И. Ракушечные отложения Воронки Белого моря.— В кн.: Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты, 1974.

Лаборатория геологии и геохимии моря
Мурманского морского биологического
института КФАН СССР,
п. Дальние Зеленцы

Дата поступления
12.VIII.1977

УДК 553.82 : 551.734 (470.5)

О ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ДЕВОНСКИХ СЛАНЦАХ ПЕЧОРСКОГО УРАЛА

А. А. ШАРКОВ, А. С. ФОМАКИН

Девонские отложения на западном склоне Печорского Урала прослеживаются на поверхности в виде узких полос почти параллельно современному Уральскому хребту. Наиболее восточная полоса выходов протягивается по верховьям рек Уньи, Печоры на юге до Большого Патока на севере и далее в бассейн р. Лемвы. Девон здесь представлен карбонатно-терригенными осадками, относящимися к лемвинской фациально-структурной зоне, впервые выделенной К. Г. Войновским-Кригером (1962). Мощность девонских отложений колеблется в пределах Печорского Урала от 700 до 1700 м.

Высокоглиноземистые сланцы были обнаружены авторами в процессе проведения геолого-поисковых работ на бокситы в 1972—1973 гг. Эти отложения выходят на дневную поверхность в верховьях р. Печоры, в районе устья ее правого притока — р. Большой Порожной. Здесь на правом берегу р. Печоры на протяжении более 4 км прослеживаются по обнажениям почти вкрест простирающиеся сильнодислоцированные породы, возраст которых определяется А. И. Першиной и В. С. Цыганко (1971) как позднеэфельский. Отложения живета обнажаются ниже устья р. Большая Шежима (правый приток р. Печоры), где отделены от известняков верхнего эфеля перерывом в обнаженности около 25 м (по мощности). К живетскому ярусу относятся серые и красно-бурые мелкозернистые кварцевые песчаники и покрывающие их песчаные и оолитовые известняки. Видимая мощность живетских пород более 50 м.

На протяжении первых 3—3,5 км от устья р. Большой Порожной верхний эфель представлен переслаивающимися пластами серых и темно-серых детритовых и птероподовых известняков, среди которых залегают темно-серые и черные «искристые» сланцы¹, маломощные прослои листоватых филлитовидных глинистых сланцев и алевролитов. В известняках встречаются табуляты, ругозы, брахиоподы: *Favosites* sp., *Calceola sandalina* Zam. и др.

Ниже по реке, после перерыва в обнаженности (несколько сотен метров), наблюдаются выходы известняков и глинистых сланцев верхнеэфельского возраста. На этом участке «искристые» сланцы отсутствуют. Глинистые породы здесь представлены темно-серыми и серыми (зеленоватыми) филлитовидными сланцами. В основании верхнего эфеля в этом обнажении вскрыта пачка алевролитов и мелкозернистых

¹ Под таким названием аналогичные сланцы были впервые описаны К. Г. Войновским-Кригером на р. Лемве (1962).

кварцевых песчаников мощностью до 15 м (фигура). Общая видимая мощность отложений верхнего эйфеля на рассматриваемой площади предположительно 170 м.

Высокоглиноземистые «искристые» сланцы иногда чередуются с прослоями известняков (до 1 м) и образуют пачку мощностью до 60 м. Известняки, залегающие среди сланцев, обычно сильно рассланцованы и содержат многочисленные остатки табулят, ругоз и брахиопод плохой сохранности. Мощность пластов «искристых» сланцев варьирует от десятков сантиметров до 50 м. Местами наблюдается постепенный переход от «искристых» сланцев к листоватым филлитовидным глинистым сланцам.

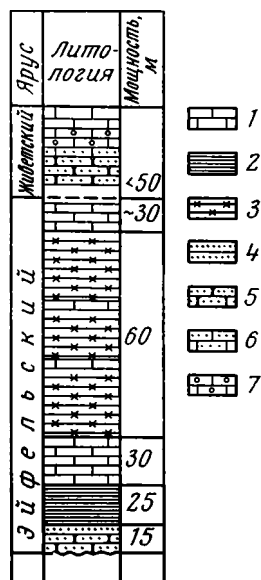
По внешнему виду «искристые» сланцы — темно-серые (зеленоватые) или черные, тонкоплитчатые. На изломе их обычно наблюдаются сверкающие плоскости таблитчатого хлоритоида и чешуек мусковита.

Под микроскопом структура сланцев порфиروبластовая, местами сноповидная. Сланцы в основном сложены слюистой чешуйчатой массой, в которую включены порфиробласты хлоритоида. По описанию С. К. Гиппа, в шлифах видны пакеты чешуек мусковита размером до 0,5 мм с подчиненным количеством серицита. В основной массе сланцев рассеяны углистые частицы, единичные мелкие зерна кварца и плагиоклаза. Хлоритоид почти бесцветный, обычно в виде тонких удлиненных (до 2—3 мм) разноориентированных порфиробластов, нередко пересекающих пакеты мусковита.

Исследование «искристых» сланцев рентгеновским дифрактометром (FeK α -излучение, напряжение 35 кВ, сила тока 7 мА) позволило установить наличие в них пирофиллита, хлоритоида, мусковита, каолинита, следы кварца и хлорита. Анализ по методу инфракрасной спектроскопии в диапазоне 400—4000 см⁻¹ (прибор UR-20) также показал присутствие в сланцах пирофиллита, хлоритоида и мусковита. Эти минералы являются порообразующими в «искристых» сланцах. Количественные соотношения между ними различные. В нижней части разреза (см. фигуру) в сланцах преобладает хлоритоид, а в верхней пирофиллит. Местами тот или другой отсутствует, что соответствует взаимному переходу от хлоритоидных сланцев к пирофиллитовым и наоборот. Наличие в сланцах пирофиллита указывает на то, что они прошли начальную стадию регионального метаморфизма и могут быть отнесены к зеленосланцевой фации.

Таким образом, исследования «искристых» сланцев показали, что они по своему составу являются в основном пирофиллит-хлоритоидными и характеризуются относительно высоким содержанием глинозема — в среднем 31,77% (табл. 1).

По данным химических анализов пирофиллит-хлоритоидных сланцев произведен литохимический пересчет на компоненты первичной осадочной породы по методике О. М. Розена (1970). Для пересчета были избраны наиболее распространенные из возможных составляющих, причем их количество сведено к минимальному для простоты и наглядности: каолинитовая, гидрослюдистая и монтмориллонитовая глины (фракция <0,001 мм; Викулова, 1958) и шамозит (Никитина, Бога-



Разрез эйфельских и живетских отложений в верховьях р. Печоры

1 — известняки; 2 — филлитовидные сланцы; 3 — пирофиллит-хлоритоидные сланцы; 4 — алевролит; 5 — песчаники; 6 — известняки песчаные; 7 — известняки оолитовые

Химический состав сланцев, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Среднее
SiO ₂	48,06	44,84	43,07	47,62	45,00	46,07	47,37	46,70	48,80	49,62	46,75
Al ₂ O ₃	31,42	34,50	34,99	30,80	30,58	32,66	33,69	30,95	29,82	28,32	31,77
Fe ₂ O ₃	2,62	2,42	1,88	2,35	3,05	1,62	2,03	3,05	2,10	2,72	2,38
FeO	6,68	7,98	8,12	8,05	6,75	7,18	5,47	4,96	5,20	5,23	6,46
TiO ₂	1,30	1,30	1,37	1,25	1,25	1,37	1,37	1,28	1,03	1,30	1,26
Na ₂ O	0,48	0,48	0,57	0,46	0,73	0,60	0,68	0,78	0,60	0,61	0,60
K ₂ O	2,71	2,14	3,26	2,64	3,00	3,25	3,25	4,40	3,50	3,75	3,18
MgO	0,70	0,40	0,65	0,55	1,50	0,80	0,65	1,40	1,93	0,88	0,94
CaO	0,62	н/о	0,28	1,25	0,75	0,28	0,14	0,75	0,84	0,97	0,58
П.п.п.	6,28	5,61	6,37	5,91	6,50	6,21	6,06	6,44	5,98	6,01	6,08
Сумма	100,87	99,67	100,56	100,88	99,11	100,04	100,71	100,81	99,80	99,41	100,00

Таблица 2

Химический состав компонентов осадочных пород, использованный при пересчете анализов пиррофиллит-хлоритовидных сланцев, вес. %

Основные компоненты	Каолинитовая глина		Гидрослюдистая глина		Монтмориллонитовая глина		Шамозит	
	1		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	43,56	50,47	51,89	56,53	60,81	66,08	25,22	25,78
TiO ₂	1,74	—	1,07	—	0,23	—	0,75	—
Al ₂ O ₃	38,18	44,24	20,13	21,92	19,77	21,48	26,35	26,94
Fe ₂ O ₃	2,09	2,42	6,93	11,10	3,61	4,34	4,83	31,91
FeO	He опр.	—	3,26		0,39		26,39	
MgO	0,53	0,61	2,85	3,10	3,60	3,91	1,89	1,93
CaO	0,99	1,14	0,87	0,95	1,17	1,27	1,36	—
Na ₂ O	0,33	0,38	0,70	0,76	2,56	2,79	0,12	—
K ₂ O	0,64	0,74	5,17	5,64	0,12	0,13	0,13	0,14
P ₂ O ₅	He опр.	—	He опр.	—	0,65	—	He опр.	—
П.п.п.	11,94	—	7,13	—	6,59	—	13,01	13,30
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,50	100,00	100,05	100,00

тырев, 1974). Составы этих компонентов были пересчитаны на 100% без суммы летучих и второстепенных компонентов (табл. 2, б).

Пробные расчеты показывают, что, связав 2,0% K₂O в гидрослюдистую глину, можно сбалансировать состав осадочной породы в пределах точности химического анализа. Результаты пересчета усредненного состава пиррофиллит-хлоритовидного сланца на предполагаемый состав осадочной породы сведены в табл. 3.

В полученные значения весовых процентов необходимо ввести поправку на присутствие в осадке летучих компонентов. После внесения соответствующих поправок и приведения общей суммы к 100% получаем исправленные значения для компонентов исходного осадка (вес. %): каолинитовая глина — 57,81; гидрослюдистая — 34,15; шамозит — 7,12; свободные окислы железа — 0,92.

Полученные значения характеризуют вероятную исходную осадочную породу как глинистую с незначительной примесью гидроокислов железа.

Пиррофиллит-хлоритовидные сланцы, таким образом, образовались, по-видимому, в начальную стадию регионального метаморфизма по первично-осадочным глинистым породам преимущественно каолинитового состава.

**Пересчет усредненного химического состава пиррофиллит-хлоритонидных сланцев
на предполагаемый состав осадочной породы, вес. %**

Компонент	Результаты химического анализа		Количество каждого из компонентов, вошедшего в расчет				
	пиррофиллит-хлоритонидные сланцы (среднее по 10 анализам)	то же, без второстепенных и летучих компонентов	гидрослюдастая глина	каолинитовая глина	шамозит	свободные окислы железа	всего
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,75	50,50	20,04	28,52	1,83	—	50,39
TiO ₂	1,26	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	31,77	34,32	7,77	25,00	1,91	—	34,68
Fe ₂ O ₃	2,38	9,76	3,93	1,36	2,26	0,93	8,48
FeO	6,46						
MgO	0,94	1,05	1,09	0,34	0,13	—	1,56
CaO	0,58	0,62	0,33	0,64	—	—	0,97
Na ₂ O	0,60	0,64	0,27	0,21	—	—	0,48
K ₂ O	3,18	3,11	2,00	0,42	0,01	—	2,43
П.п.п.	6,08	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,00	35,46*	56,51*	7,10*	0,93*	100,00

* Содержание (вес. %) компонентов в первичной осадочной породе.

Аналогичные «искристые» или пиррофиллит-хлоритонидные сланцы были обнаружены К. Г. Войновским-Кригером (1962) в верховьях р. Лемвы на западном склоне Полярного Урала, где они переслаиваются с известняками, образуя пачки до 40 м мощности. Возраст их эйфельский и живетский. Итак, высокоглиноземистые пиррофиллитовые и хлоритонидные сланцы располагаются примерно на одном стратиграфическом уровне и фиксируются в разрезах, удаленных друг от друга на протяжении 400 км. Принимая во внимание слабую обнаженность западного склона Приполярного Урала и учитывая вероятное распространение «искристых» сланцев и далее по простиранию с севера на юг, можно предположить существование в пределах западного склона Печорского Урала весьма крупных залежей высокоглиноземистых пород. В будущем они могут привлечь внимание в качестве источника получения глинозема.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.
 Викулова М. Ф. Глинистые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, Госгеолтехиздат, 1958.
 Войновский-Кригер К. Г. Девонские отложения лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала).— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 2.
 Никитина А. П., Богатырев Б. А. и др. Кристаллохимические особенности глинистых минералов в преобразованных корах выветривания и бокситах СССР.— В сб.: Кора выветривания, вып. № 14. М., 1974.
 Першина А. И., Цыганко В. С. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л., «Наука», 1971.
 Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы.— Сов. геология, 1970, № 7.

ВИМС,
Москва

Дата поступления
15.III.1977

ИСКОПАЕМЫЕ СЛЕДЫ ГАЗОВЫХ ПУЗЫРЕЙ И СТРУЙ

Л. Д. МИРОШНИКОВ

Следы газовых струй и пузырей вследствие эфемерности и слабої геологической активности явления фильтрации газов через осадок сохраняются в ископаемом состоянии (в породах) чрезвычайно редко. Сводки описания таких образований, по данным американской литературы, сделаны в классических руководствах У. Твенхофела (1936) и Р. Шрока (1950). Позже появилась специальная работа о роли газа в процессах седиментации и диагенеза, где также имеются некоторые материалы (Cloud, 1960). Уникальный, почти неизвестный советскому читателю случай воздействия струй проходящего через осадок газа на донные скопления остатков фауны и специфического упорядочения последних сфотографирован в граптолитовых сланцах Осло и приведен в узко-палеонтологической статье Л. Стормера (Størmer, 1937). Немногочисленные факты из отечественной практики обобщены в фундаментальном издании ВСЕГЕИ под редакцией А. В. Хабакова (Атлас..., 1962, 1969). Кроме того, имеется описание проблематичных образований в известняках нижнего палеозоя Ленинградской обл. (А. И. Гусев, 1964), которые сходны с образованиями, изображенными в статье Клауда, и квалифицируются обоими исследователями как окаменелые каналы газовых струй.

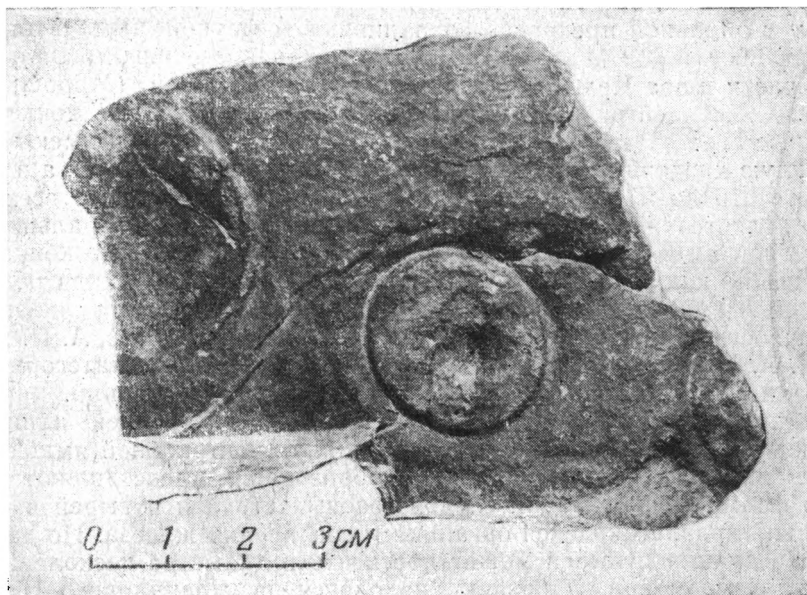
Ниже описывается несколько новых находок, относящихся к группе следов пузырей и струй газа, из различных геологических формаций СССР.

1. В отложениях анизийского яруса среднего триаса на южной оконечности п-ова Басаргина, венчающего в проливе Босфор Восточный полуостров Муравьева — Амурского (мыс Пять Пальцев), на поверхности пачек известковистых алевролитов, охарактеризованных остатками раковин *Acrochordiceras sp.*, *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), *Myorhoria*, *Leda* и др. (Мирошников, 1971), хорошо сохранились барельефные отпечатки в виде вогнутых колец с центральным углублением (ямкой).

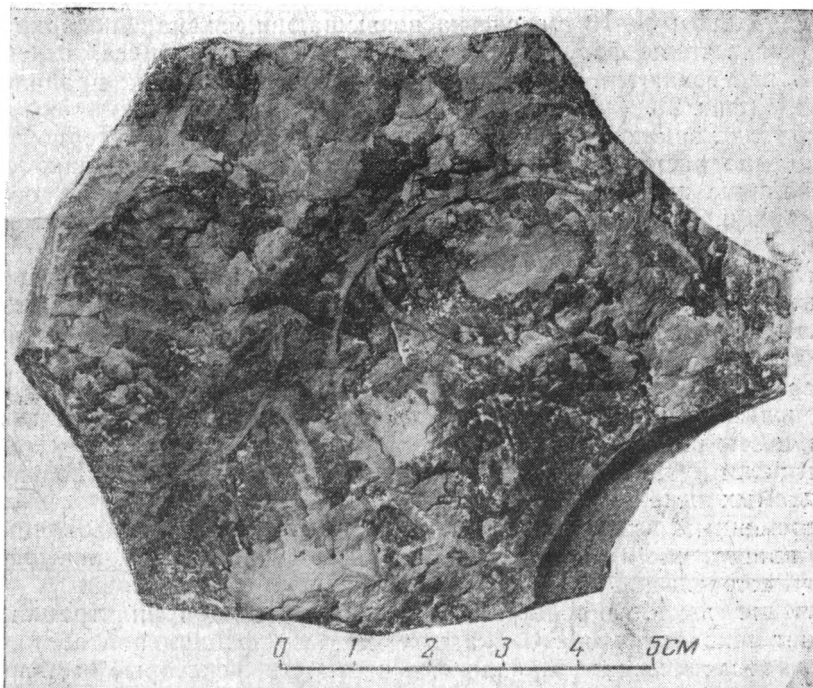
Диаметр колец 2,5—4 см. Кольцевидное ограничение имеет вид желобка V-образного профиля глубиной 1,5—2 мм, центральная ямка в форме опрокинутого вершиной вниз конуса достигает глубины 2—3 мм (фиг. 1).

Алевролиты состоят из неокатанных минеральных зерен величиной 0,07—0,1 мм, сцементированных однородной карбонатно-глинистой массой, в которой рассеяны небольшие скопления мелкокристаллического пирита. Эти скопления иногда выполняют отпечатки раковин аммонитов, образуя их сульфидные ядра. Породы обладают слабо выраженной горизонтальной слоистостью; в них содержится 0,21—0,36% $C_{орг}$ и до 0,27% растворимых битумоидов.

Описываемые отпечатки наблюдаются только на верхней поверхности слоев и в поперечном срезе породы не прослеживаются. Они имеют сходство со следами газовых струй и пузырей из кембрийских песчаников Аризоны (Шрок, 1950), миоценовых алевролитов Украины (Атлас..., ч. I), современных илистых отложений (Шрок, 1950) и нижнедевонских граувакковых толщ Пенсильвании (Cloud, 1960; Manual..., 1968), но выражены значительно резче. Центральное углубление, хорошо видное на фотографии (фиг. 1), является следом канала — проводника струи газа, поступавшего из толщи осадка, а периферическое кольцо — отпечатком основания пузыря, питаемого этим газом. Образец находится в музее Ленинградского горного института.



Фиг. 1. Отпечатки следов газовых пузырей и струй в алевролитах анн-зийского яруса среднего триаса Южного Приморья (коллекция Л. Д. Мирошникова, 1962 г.)



Фиг. 2. Отпечатки газовых пузырей в глинистых известняках устькутского яруса нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы (коллекция В. А. Марковского, 1965 г.)

2. В рыхлых глинисто-песчаных отложениях волжского яруса верхней юры с обильной прекрасно сохранившейся фауной аммонитов, белемнитов, пелеципод и обломками окаменелой древесины, развитых в южной части п-ова Челюскина близ устья р. Каменной (Мирошников, Щеглова, 1958), встречаются своеобразные лепешковидные конкреции, сложенные агрегатами мелкозернистого пирита. Конкреции имеют плосковыпуклую дисковидную форму, достигая в толщину 2—3 см, а в поперечнике от 10 до 25—30 см. Обязательной принадлежностью всех конкреций является наличие на верхней их поверхности центральной воронковидной ямки глубиной до 2 см. Нижняя поверхность конкреций неровная, без каких-либо гироглифов. На небольшой площади обнажения (5×6 м²) было найдено около 20 таких конкреций, что указывает на типичность наблюдавшегося явления. В. И. Бодылевский, А. П. Быстров, И. А. Коробков, Н. А. Шведов и Д. Л. Степанов категорически высказались против органической природы этих образований.

Облик конкреций очень напоминает слепок внутренней площадки газовых пузырей с реликтом газового канала (центральной ямкой). По всей вероятности, эти конкреционные образования представляют собой особую форму фоссилизации следов газовых струй и пузырей в условиях обилия разлагающейся органики и соединений железа. По данным Широка, величина пузырей может достигать в диаметре нескольких десятков сантиметров. Образцы находятся в хранилище НИИГА (СевморГЕО, МГ СССР).

3. В пелитоморфных глинистых известняках верхнего кембрия, ордовика и силура приенисейской окраины Сибирской платформы (Норильский р-н, бассейн р. Хантайки, бассейн р. Кулумбе и т. д.; находки А. Г. Кравцова, В. А. Марковского, Г. Д. Кулика) и в черных глинистых сланцах поспеловской свиты нижней перми Южного Приморья (долина ключа Школьного на п-ове Трудном, находки автора) содержатся поверхностные текстуры иного рода. Это отпечатки тонких (0,5—1 мм) колец диаметром 4—10 см, слегка возвышающиеся над поверхностью слоя. Иногда такие фигуры накладываются друг на друга, отчего их контуры пересекаются. Следы центрального канала, как правило, отсутствуют (фиг. 2).

Для толщ, заключающих подобные образования, характерно обилие беспорядочно расположенных (несортированных) органических остатков и наличие признаков мелководья бассейна накопления осадков (знаков ряби, трещин усыхания, линз прибрежных конгломератов и т. д.).

Достоверных доказательств путей возникновения таких фигур нет. По аналогии с наблюдениями на современном пляже можно думать, что они являются следами пузырей газовой смеси, выделяющейся из осадка при набегании приливной волны. Поступающая вода вытесняет из осадка содержащийся в нем воздух и другие газы, которые, проникая через межзерновые поры, образуют на штранде, непосредственно за полосой прибоя, пузыри пены.

Отпечатки пузырей фоссилизированы на поверхности слоя в виде наблюдаемых ныне кольцевидных фигур.

Непременным условием формирования описанных образований является присутствие в воде бассейна органических гелей, повышенная вязкость которых допускает возникновение крупных пузырей.

Изучение фоссилизированных в породах следов фильтрации газа позволяет реконструировать «живые» детали фациальной обстановки далекого геологического прошлого, в частности, некоторые особенности газового режима бассейнов осадконакопления.

- Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1962; ч. 2. М., «Недра», 1969.
- Гусев А. И. Окаменелые следы газовых струй в ордовикских известняках Ленинградской области.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 6.
- Мирошников Л. Д., Щеглова О. С. Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность.— Тр. НИИГА, 1958, т. 80.
- Мирошников Л. Д. (ред.). Геологическое строение мезо-кайнозойских впадин Южного Приморья.— Тр. ВНИГРИ, 1971, вып. 302.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М., ОНТИ, 1936.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Cloud P. E. Gas as a sedimentary and diagenetic agent.— Amer. J. Sci., 1960, v. 258-A. Manual of Sedimentary Structures. Commonwealth of Australia. Department of National Development.— Bur. Min. Res., Geol. and Geophys. Bull. No. 102, Canberra, 1968.
- Stermmer L. To the problem of blank graptolite shales.— Norsk Geol. Tidskr., 1937, B. 17, H. 3.

ВНИГРИ,
Ленинград

Дата поступления
13.III.1977

УДК 553.682.2

О ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА В ДОЛОМИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

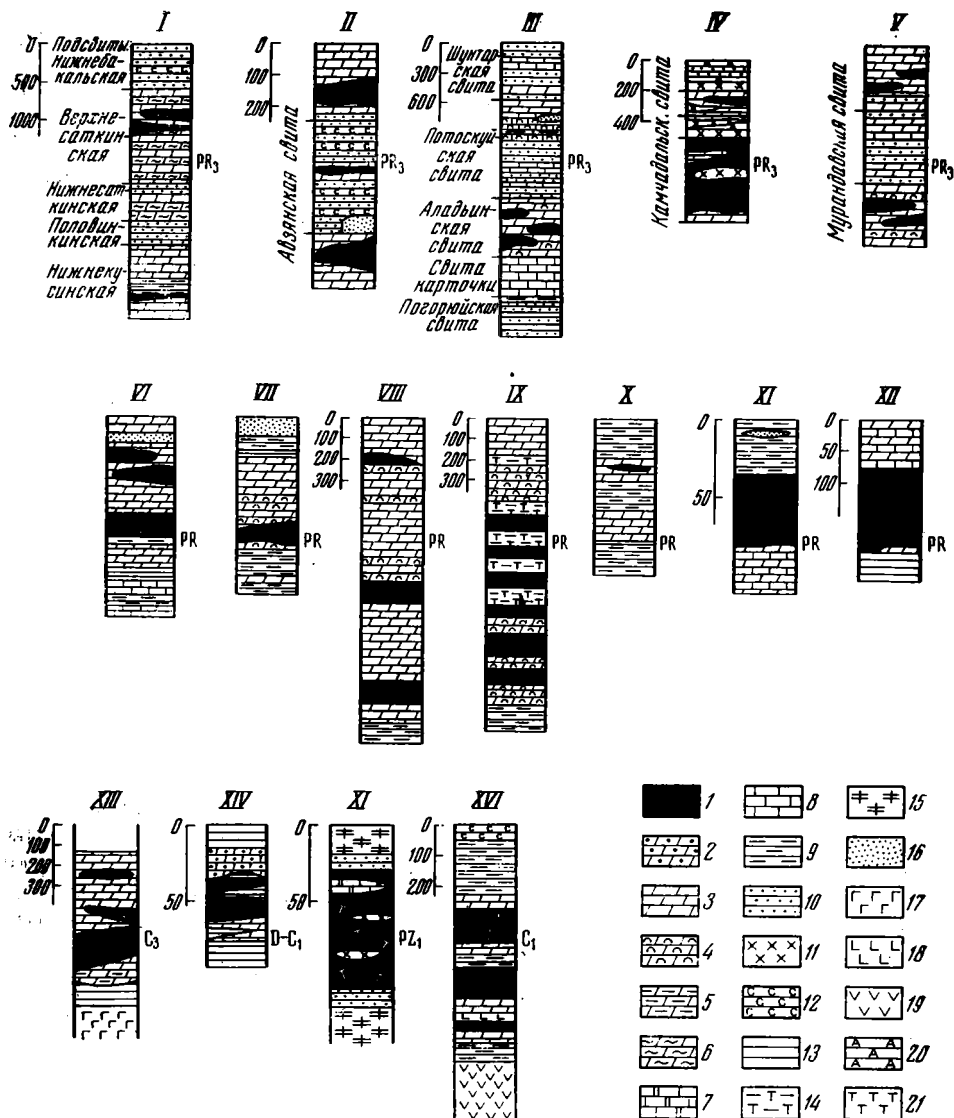
А. И. ШЕВЕЛЕВ

В настоящее время наибольший промышленный интерес представляют месторождения магнезита, пространственно и генетически связанные с карбонатными комплексами. Они характеризуются обычно большими запасами и высоким качеством сырья. В связи с этим всестороннее изучение закономерностей их размещения для выявления главных критериев прогнозирования является важной задачей.

Особенно много противоречий и неясных моментов имеется в вопросе генезиса магнезита, причем один и тот же объект часто рассматривается разными авторами с разных генетических позиций. Это касается как отечественных месторождений, так и зарубежных. Одни наши исследователи (А. Н. Заварицкий, М. И. Фадеев, А. С. Варлаков, А. И. Сидоренков и др.) считают магнезиты метасоматическими образованиями, другие (М. И. Гарань, Ю. А. Ходак, М. В. Чеботарев, в последнее время П. П. Смолин (1976) и др.) — осадочными. Нет единства в оценке условий образования магнезита и среди иностранных авторов. Не вдаваясь в дискуссию об условиях образования магнезита, которая длится уже не одно десятилетие, рассмотрим вопрос о связи месторождений с определенными литологическими комплексами. Это позволит установить некоторые закономерности размещения месторождений и соответственно в какой-то мере оценить их генетические особенности.

Сейчас накоплен довольно значительный материал по месторождениям магнезита, однако в основном он касается описания отдельных месторождений, и отсутствуют сводные работы с анализом всех имеющихся данных. Поэтому в статье, с учетом использования материала по магнезитовым месторождениям СССР и зарубежных стран, дается оценка характера размещения магнезитовых залежей среди вмещающих толщ и приуроченность их к тем или иным литологическим разностям.

Магнезитовые месторождения и проявления, связанные с карбонатными породами, известны среди отложений различного возраста, начи-



ЛитоLOGические разрезы магнетитовых месторождений мира

1 — магнетит; 2 — доломит с магнетитом; 3 — доломит; 4 — доломит водорослевый, строматолитовый; 5 — доломит с графитистыми сланцами; 6 — доломит глинистый; 7 — доломитовый известняк; 8 — известняк; 9 — сланцы, не расчлененные по составу; 10 — хлорит-серицитовые, серицито-глинистые, кварцево-глинистые сланцы; 11 — хлорит-талльковые сланцы; 12 — графитовые сланцы; 13 — тальковые сланцы; 14 — графитизированные серицит-хлоритовые филлиты; 15 — гнейсы биотитовые и биотит-гранатовые; 16 — песчаники, кварциты; 17 — диабазы, габбро-амфиболиты; 18 — порфитроиды; 19 — кератофиры; 20 — амфиболиты; 21 — оталькование

Месторождения: I—V — СССР: I — Саткинское (по М. И. Гаранко, 1946); II — Семибратское (по К. И. Старикову, 1970 г.); III — Удерецкие (по Г. И. Кириченко, 1963, 1968 гг.); IV — Савинское (по И. А. Полетаеву, 1973 г.); V — Хинганские (по М. В. Чеботареву, 1955 г.); VI — Китай, Маньчжурские (по Н. Nishihara, 1956). VII—IX — Индия (по К. S. Valdiya, 1968): VII — Питхарогарский район; VIII — Деопала-Хатигаон; IX — Джосхигаон-Чаупата; X — США, Стивенские (по Campbell, Loofbougrow, 1957, из работы Бейтса, 1965). XI—XII — Бразилия (по A. J. Bodenlos, 1950): XI — Рначо Фундо; XII — Чедро, XIII—XV — Чехословакия (по A. Abonyi, 1971): XIII — Дубравский массив; XIV — Велка Штет; XV — Мутник; XVI — Австрия, Затлеркогель (по D. Brie- gleb, 1971)

ная с докембрия и кончая кайнозоем. Анализ возрастной приуроченности позволил нам разделить их на три группы: докембрий — нижний кембрий, верхний палеозой — нижний мезозой и палеоген — неоген. Наиболее крупные по размерам, в том числе Саткинские, Савинское, Онотское в СССР, Маньчжурские в Китае, Алморские в Индии, месторождения Кореи, приурочены к первой группе. С породами верхнепалеозойско-нижнемезозойского возраста в основном связаны европейские месторождения Пиренеев, Альп, Карпат. В палеоген-неогеновых отложениях залегают некоторые месторождения США, Турции, Югославии.

Поскольку месторождения первых двух групп представляют наибольший промышленный интерес, они рассмотрены более детально, описание третьей группы дается в сжатой форме.

Месторождения докембрийско-кембрийской группы расположены преимущественно среди доломитов, некоторые тела находятся среди известняков и весьма редко среди сланцев, но и в этом случае связь с доломитами несомненна, поскольку они частично или перекрывают, или подстилают магнезитовые тела, или залегают среди них. Граница между доломитами и магнезитами часто нечеткая и на большинстве даже весьма крупных месторождений может быть выявлена только химическим путем. Это касается как наших отечественных месторождений, так и зарубежных.

Здесь следует отметить, что характеристика разрезов отдельных зарубежных месторождений неодинакова ввиду различной полноты доступного материала. Кроме того, в некоторых работах приводится не совсем определенное название описываемых пород, например сланцев, без детализации их состава (Bodenlos, 1950, и др.). Карбонатные породы независимо от состава иногда собирательно называются известняками, особенно в старых работах. В отдельных разрезах не показаны некоторые литологические разности пород из-за их малой мощности. Все это в какой-то мере осложняет анализ материала, но тем не менее не препятствует получению основных выводов.

Сравнивая разрезы по наиболее крупным месторождениям мира (фигура), можно видеть, что доломитовые толщи, включающие магнезиты, обычно неоднородны по составу и содержат пласты глинистых сланцев, филлитов, глинистых карбонатов, причем магнезиты обычно располагаются вблизи этих образований, залегающих, как правило, в верхних и нижних горизонтах доломитовых толщ. Это характерно для всех известных месторождений.

Так, если рассмотреть строение продуктивных толщ уральских месторождений, можно отметить их значительное сходство. В общем они состоят из доломитов, содержащих прослой глинистых, углисто-доломитовых сланцев, мергелей, известняков (Гарань, 1946; Сидоренков, 1964). На саткинской группе в нижнекусинской подсвете (Ельничное месторождение) магнезиты перекрываются сланцами, а в верхнесаткинской подсвете они подстилаются и частично перекрываются глинистыми доломитами. В целом продуктивная доломитовая толща содержит слои мергельно-доломитовых сланцев. По исследованиям М. И. Гараня, углисто-глинистое вещество присутствует и непосредственно среди магнезита. Близка по составу к саткинской продуктивная толща на Семибратском месторождении, а также на месторождениях Белорецкой группы. В пределах Семибратского месторождения наиболее изученная Восточная залежь обычно перекрывается сланцами, а магнезиты на участках Слань и Серокоп подстилаются ими (по материалам К. И. Старикова, Л. Ф. Костенко, Д. П. Грознецкого, 1970). Состав сланцев кварцево-серицитовый с включением графита и с прослоями доломитов, кальцитовых мраморов. В Белорецком районе продуктивная толща состоит из доломитов, доломитизированных известняков с прослоями кварц-серицитовых, тальк-хлоритовых, кварц-хлоритовых сланцев. Толща подстила-

ется серицит-кварцевыми, кварц-талк-хлоритовыми сланцами с графитом, а перекрывается чередованием кварц-карбонатных сланцев и кристаллических светлых известняков.

Магнезитсодержащие доломитовые толщи Сибири и Дальнего Востока в районе Савинского, Онотского, Удерейского, Хинганских месторождений также содержат сланцы различного состава. Для месторождений Хинганской группы характерно присутствие в верхних частях толщ магнезито-доломитовых седиментационных брекчий, а в зоне контактов магнезита с доломитами имеется тонкое взаимное переслаивание этих пород (Ходак, Чеботарев, 1961).

Магнезитовые месторождения Кореи находятся среди кимчекского и намдечонского комплексов. Кимчекский комплекс сложен мощными пачками доломитовых мраморов, которые переслаиваются с кристаллическими сланцами и мигматитами. В намдечонском комплексе также имеется переслаивание доломитовых мраморов и кристаллических сланцев, представленных биотитовыми, биотит-мусковитовыми разновидностями с силлиманитом, дистеном, ставролитом, кордиеритом (Маракушев и др., 1966).

В Маньчжурии продуктивная толща состоит из серии доломит-магнезитовых пород. Между магнезитами и доломитами обычно нет четкого контакта, и макроскопически их трудно различить, поскольку они имеют одинаковую степень раскристаллизованности и одинаковую окраску. Во многих местах магнезит отделен от доломита пропластками кремнистых сланцев. Вся толща подстилается филлитами, слюдистыми сланцами и известняками. В контакте толщи с перекрывающими карбонатными породами располагается тонкозернистый кварцит, представляющий, по мнению Х. Нишихара (Nishihara, 1956), песчаные барьеры, за которыми осаждались карбонатные осадки.

В индийских Гималаях магнезитовые залежи приурочены в основном к строматолитовым доломитам (Valdiya, 1968). Так, месторождения Питхарогара находятся среди известковой зоны Ганголихатской формации и залегают в нижних частях толщи, сложенной массивными доломитами и доломитовыми известняками с большим содержанием строматолитов. Доломитовая толща подстилается оливково-зелеными, коричневыми, серыми и черными сланцами, среди которых в подчиненном количестве залегают глинистые и доломитовые известняки. В других районах Алморской магнезитовой провинции магнезиты также приурочены к нижним частям доломитовой толщи вблизи контакта ее с подстилающими сланцами. Характерной особенностью доломитов, как уже подчеркивалось, является обилие в них строматолитов, причем слои, наиболее богатые ими, находятся в тесной ассоциации с магнезитами, что ясно видно на разрезах месторождений Питхарогара. Как отметил Г. Гаур (Gaур, 1971), в том случае, когда магнезит ассоциирует со строматолитовыми доломитами, он имеет форму ленто- или пластообразных тел, залегающих согласно с доломитами.

Магнезитовые месторождения Австралии располагаются среди доломитовых пород и обычно находятся в тесной связи с графитистыми сланцами. Магнезиты образуют выдержанные по мощности и значительной протяженности (до нескольких километров) пласты, переслаивающиеся с доломитами, сланцами, кварцитами (Johns, 1963).

В Бразилии магнезитовые месторождения также располагаются среди карбонатной толщи, сложенной доломитами и доломитизированными известняками и ассоциируют со сланцами (Bodenlos, 1950). Так, на месторождении Риачо Фундо магнезитовая залежь перекрывается толщей сланцев, а на месторождении Чедро подстилается графитизированными и серицит-хлоритовыми филлитами (см. фиг.).

Месторождения, приуроченные к отложениям верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, имеются в Чехословакии, Австрии, Испании. Общим

для этих месторождений также является приуроченность к доломитовым комплексам, содержащим сланцы различного состава. Тем не менее каждое из этих месторождений имеет свои особенности.

В Карпатах наиболее крупные и качественные месторождения связаны с горизонтом биогермных доломитов верхнего карбона, которые образуют чечевицеобразные залежи среди графитизированных филлитов. Доломиты серые тонкозернистые образовались при диагенезе из коралловых осадков в прибиогермных частях коралловых рифов (Абонуй, 1971). Магнезит залегает среди доломитов в виде линз мощностью от 10 до 200 м, причем четкой границы между ними нет. Магнезиты содержат в своем составе графитовый пигмент, который находится или между зернами, или в них. Несколько отличаются по геологическому положению месторождения, залегающие в серии докарбоновых (?) гнейсов. Карбонатный комплекс, сложенный доломитами и известняками, содержит в своем составе серицит-хлоритовые и хлоритовые филлиты. В карбонатной толще нет такого обилия графита, как в отложениях верхнего карбона.

В альпийских месторождениях магнезиты залегают среди доломитовых толщ, которые перекрываются и подстилаются сланцами, а также содержат их в своем составе (Briegleb, 1971).

В Пиренеях находятся многочисленные месторождения, залегающие преимущественно среди карбонатных отложений в широком стратиграфическом интервале, — от кембрия до триаса (Серро-Монтнер, Астуррета, Артезиага, Пуэрто-де-Велате, Инсио и др.). Довольно крупным является месторождение Астуррета. Магнезит залегает в виде пласта мощностью 60—120 м согласно со слюдистыми сланцами, доломитами и известняками намюра. В доломитах обнаружены образования, весьма похожие на строматолиты (Llaguna, 1968).

Месторождения кайнозойского возраста располагаются среди неогеновых озерных или лагунных осадков и образуют пластовые тела или линзы иногда значительной мощности (до 100 м) и протяженности. Магнезиты залегают среди мергелей, глин, песков, которые имеются и внутри залежей. На месторождении Овертон в Неваде (Бейтс, 1965), Хирсиздере в Турции (Asbestos, magnesite..., 1965) в ассоциации с магнезитом находится доломит, имеющий консистенцию глины. Довольно своеобразная группа магнезитовых месторождений, связанных с миоценовыми озерами, имеется в Югославии (Бела Стена, Бель Камень, Илиньяча и др.). Магнезит обычно плотный, обладает микрокристаллическим или криптокристаллическим строением, слагает крупные тела мощностью до 90 м и протяженностью до 250 м, наиболее качественные разности залегают в центральных частях тел. В магнезитах очень часто содержится органическое вещество, которое придает им серый или темный цвет. Магнезиты переслаиваются с мергелями и сланцевой глиной (Илиć, 1968). Месторождение Бела Стена приурочено к третичному угленосному бассейну. Третичные озера, в которых накапливался магнезит, обычно располагались вблизи интрузий ультраосновных пород или непосредственно на площадях развития этих массивов.

Сравнивая разрезы месторождений различных возрастных групп, следует отметить их значительную схожесть. Это касается как наиболее древних, так и наиболее молодых образований. Учитывая эти особенности, можно установить следующие основные общие закономерности размещения магнезитовых месторождений среди осадочных образований: 1) связь с доломитовыми комплексами; 2) наличие в продуктивных толщах вблизи магнезитов или в непосредственной ассоциации с ними пелитовых образований (глины, мергели), преобразованных в процессе различных стадий метаморфизма в глинистые, углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, слюдисто-хлоритовые и графитизированные филлиты или в слюдисто-гранатовые гнейсы; 3) приуроченность магне-

зитов к доломитовым слоям, содержащим обилие органического материала, в том числе к строматолитовым доломитам.

Таким образом, принимая во внимание приуроченность месторождений к соответствующим литологическим комплексам и особенности взаимоотношения магнезитов с вмещающими породами, можно полагать, что эти факты свидетельствуют в пользу образования магнезитов в тесной связи с процессами седиментации и диагенеза продуктивных толщ. Это позволяет с определенной направленностью подходить к выяснению условий их возникновения, а соответственно и к методике прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейтс Р. Л. Геология неметаллических полезных ископаемых. М., «Мир», 1965.
- Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1946.
- Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., «Наука», 1966.
- Сидоренков А. И. Новые данные по литостратиграфии верхней части разреза саткинской свиты. (Район Саткинских месторождений магнезита).— Тр. Свердловского горн. ин-та, 1964, вып. 45.
- Смолин П. П. Условия формирования месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ.— В сб.: Геохимия, минералогия, петрология. М., «Наука», 1976.
- Ходак Ю. А., Чеботарев М. В. К генезису синийских магнезитовых пород Малого Хингана.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1.
- Шевелев А. И. Магнезитовые месторождения зарубежных стран.— Экономика мин. сырья и геол. развед. работ. Изд. ВИЭМС, 1976, № 6.
- Abonyi A. Magnezitové Ložiská.— Miner. Slovaka, 1971, 3, No. 12—13.
- Asbestos, magnesite and sepiolite deposits of Turkey. «Maden telkik ve arama enst yayinlari».— Pubs Mineral Res. and Explorat. Inst. Turkey, 1965, № 121.
- Bodenlos A. I. Magnesite deposits of Central Ceara, Brazil.— Geol. Surv. Bull., No. 962-C, 1950.
- Briegleb D. Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark).— Berg. und Hüttenmänn. Monatsh., 1971, 116, No. 10.
- Gauar Girish C. S. Magnesite deposits of Garhwal-Kumaon region.— Univ. Roorkee Res. I, 1971, 13, No. 1—2, Pt. 4.
- Ilić M. Problems of the genesis and genetic classification of magnesite deposits.— Geol. Zbor., 1968, No. 1.
- Johns R. K. Limestone, dolomite and magnesite. Resources of South Australia.— Dep. of Mines Geol. Surv. of S. Australia, 1963, Bull. No. 38.
- Llarena G. 1. La diagenesis en la dolomita y magnesita de Asturreta (Eugui, Navarra) un problema por estudiar. 2. Newlandia navarrensis, estromatolito namuriense de Asturreta.— Bul. Real soc. esp. histor. natur. Sec. Geol., 1968, 66, No. 1.
- Nishihara H. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria.— Econ. Geol., 1956, 51, No. 7.
- Valdiya K. S. Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragarh, Kumaun. Himalaya, India.— Econ. Geol., 1968, No. 8.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 550.4 : 549.521.61

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К СТАТЬЕ Э. А. ЯНЧУКА «О ТРЕХВАЛЕНТНОМ МАРГАНЦЕ»

Е. С. БАЗИЛЕВСКАЯ

Вопрос о валентности марганца в низкотемпературных окисных марганцевых минералах имеет принципиально важное значение для правильного представления о природе этих широко распространенных рудных образований. До сих пор нет полной ясности в вопросе о валентном состоянии марганца в манганите — главном рудообразующем минерале крупнейшего Никопольского месторождения. После выхода в свет публикаций Э. А. Янчука (Янчук, 1968, 1969, 1970, 1971, 1973_{а,б}; Янчук, Мельников, 1972; Янчук, Поваренных, 1975_{а,б}, 1976; Янчук, Хмелевский, 1976; Феношина, Янчук, 1974) рекомендуется пересмотреть не вызывавший до сих пор сомнений вопрос о валентном составе марганца в минералах псиломеланового типа или сложных окислах и гидроокислах марганца. Многочисленность этих публикаций, содержащих многократные повторения и слабо аргументированные выводы, вызвала необходимость критического рассмотрения исследований Э. А. Янчука (Базилевская, 1976_{а,б}).

Судя по ответу, критика оказалась правильной, так как все пункты ее остались по существу без ответа. Напомним, что автором данной статьи была поставлена под сомнение правомочность разработанного Э. А. Янчуком рентгеноспектрального метода для оценки валентного состояния марганца в минералах. Мной указывалось, что этот метод дает осредненные результаты и не позволяет отличить соединения, содержащие Mn^{3+} от смешановалентных соединений ($Mn^{2+} + Mn^{4+}$).

Э. А. Янчук не стал приводить никаких научных аргументов в пользу упомянутого метода, ограничившись отказом от приоритета в его разработке, хотя в автореферате кандидатской диссертации им было написано: «Основная задача настоящей работы состояла в следующем: разработать рентгеноспектральный метод исследования валентности марганца в его кислородных соединениях и, используя этот метод, изучить валентное состояние марганца в природных окислах и гидроокислах» (Янчук, 1973, стр. 4). Эту задачу он успешно выполнил, что отражено в первом пункте выводов.

Метод, использованный в работах Э. А. Янчука, основан на сравнении исследуемых образцов с эталонными пробами. Поэтому вторым существенным замечанием в адрес исследований этого автора была сом-

нительность чистоты состава эталонов. Ответ подтвердил справедливость и этого замечания, хотя по сравнению с первым оно имеет второстепенное значение. В качестве эталона трехвалентного марганца ошибочно был использован гаусманит. Оспаривая этот факт, Э. А. Янчук пишет: «Относительно замечания Е. С. Базилевской о том, что вследствие нагревания пиролюзита до 720°C образуется не Mn_2O_3 , а Mn_3O_4 , приведем выдержку из ее же работы (стр. 38): «Первый эндотермический эффект при нагревании пиролюзита имеет место при $640\text{—}680^{\circ}\text{C}$ и характеризует восстановление $\beta\text{-MnO}_2$ до $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$ ». Автор, по-видимому, рассчитывает на то, что непосвященным покажется близость температур в 680 и 720°C доказательством его правоты, в которой он сам должен был бы сомневаться, поскольку приведенная цитата искусственно вырвана из текста, где мной сказано: «Первый эндотермический эффект при нагревании пиролюзита имеет место при $640\text{—}680^{\circ}\text{C}$ и характеризует восстановление $\beta\text{-MnO}_2$ до $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$. Довольно часто этот эффект имеет сдвоенную конфигурацию за счет некоторого перегиба на его правом крыле... Не вызывает сомнения, что природа этого перегиба... связана с восстановлением $\alpha\text{-Mn}_2\text{O}_3$ до Mn_3O_4 » (1976а, стр. 38). Более того, на стр. 11 автореферата Э. А. Янчук пишет: «...существенное значение при нагревании пиролюзитовых и пиролюзит-манганитовых руд имеет так называемый α -курнакитовый эффект при $710\text{—}750^{\circ}\text{C}$, отвечающий образованию гаусманита».

Значит, в качестве эталона Mn_2O_3 был все же взят образец Mn_3O_4 и было установлено полное сходство его с манганитом. Это свидетельствует о том, что предлагаемый метод не только не позволяет устанавливать валентное состояние марганца в минералах, но не пригоден и для идентификации их.

Отсутствие фактических данных при характеристике образцов и эталонов в работах Э. А. Янчука не компенсируется общими правильными рассуждениями о важности таковых. Например, при исследовании валентности марганца в манганите не приведено никаких характеристик исследуемых объектов (Янчук, 1969). На наше замечание об этом автор отвечает, что эти данные опубликованы в его другой работе (Феношина, Янчук, 1974). Но эта работа вышла на пять лет позже, да и приведенных в ней данных совершенно недостаточно для суждения о чистоте минерала.

В ответ на критические замечания по поводу новой формулы пиролюзита Э. А. Янчук (Янчук, Мельников, 1972) подробно повторяет содержание указанной статьи, несколько расшифровывая отдельные положения. Однако вся проблема с пиролюзитом надумана искусственно и основана на нехарактерном для этого минерала, обычно отсутствующем, экзотермическом эффекте. Тот факт, что многие исследователи устанавливают, что состав двуокиси не всегда соответствует формуле MnO_2 , не вызывает и у нас сомнений, но среди двуокиси марганца выделено уже достаточное количество собственных модификаций, и одной из них является $\beta\text{-MnO}_2$ или пиролюзит. В отношении химического состава этой модификации двуокиси в литературе двух мнений пока не было.

Сейчас нет другого метода, кроме химического, который бы позволял судить о степени окисленности марганца в минералах и рудах. Это определение не представляет особой сложности и дает точные количественные результаты, оно является азбукой при характеристике этих объектов. Полное отсутствие таких данных в работах Э. А. Янчука, претендующих на вывод новых химических формул, вызывает недоумение. Нам кажется, что пренебрежение химическим методом исследования является основной причиной неудач этого автора — нельзя наши критические замечания в адрес отдельных химических разработок доводить до полного отрицания возможностей химического метода исследования, как это делает Э. А. Янчук во всех своих работах.

Отметим, что статьи Э. А. Янчука в соавторстве с А. С. Поваренных (Янчук, Поваренных, 1975_{a,б}; 1976) основаны на тех же ошибочных теоретических положениях, что рассмотрены выше. Остановимся на последней обобщающей статье (1976), в которой авторы предлагают новые формулы для 8 минералов. Как и все другие, эта статья содержит обзор теории применения рентгеноспектрального метода для установления валентности марганца в минералах. Суть его сводится к тому, что величина смещения К-краев поглощения, согласно правилу Кунцля, растет линейно с возрастанием валентности элементов, и для соединений, в которых ионы данного атома находятся в разных валентных состояниях, наблюдаемые края поглощения являются результатом наложения (суперпозиции) краев поглощения разновалентных ионов данного атома. Эти положения приводятся в каждой работе авторов, и вызывает удивление отсутствие логического вывода о неприменимости метода для установления различий между ионами Mn^{3+} и смешановалентными соединениями $Mn^{2+} + Mn^{4+}$. Кроме того, если рассмотреть внимательно приведенные в работе кривые эталонных образцов, рассчитанные в табл. 1, то они свидетельствуют против выводов авторов. Например, величина смещения края для манганозита (Mn^{2+}) равна 5,2 эв, для манганита (или Mn^{3+} , или $Mn^{2+} + Mn^{4+}$) 9,9 эв и для пиролюзита (Mn^{4+}) 14,8 эв¹. Простой расчет, основанный на представлениях о смешановалентном составе манганита ($\frac{5,2 + 14,8}{2} = 10 \text{ эв}$) дает ту же величину смещения (9,9 эв), ко-

торая используется для доказательства наличия в манганите Mn^{3+} . Обращает на себя внимание и очевидное несоответствие рассчитанных величин смещения для эталонных смесей $Mn^{4+} + Mn^{2+} = 4 : 1$, равное 12,5 эв, и $Mn^{4+} + Mn^{3+} = 4 : 1$, равное 11,1 эв. Если справедливо упомянутое выше правило Кунцля о линейном возрастании смещения К-краев с возрастанием валентности, то смещение во второй, более высоковалентной смеси должно быть больше, а не меньше, чем в первой. Можно добавить, что техника измерения величины К-краев поглощения на кривых для читателя остается непонятной, создается впечатление, что опускание перпендикуляров на ось абсцисс производится из произвольных точек положоидущих кривых, и этот вопрос не обсуждается ни в одной из работ Э. А. Янчука. Показательны в этом отношении кривые на рис. 2 той же работы, где каскад перпендикуляров пересекает кривые различной конфигурации в произвольных точках (сравните кривые № 8 — бернессит и № 7 — рансьеит, которые по табл. 1 имеют одинаковые величины смещения).

Надо отметить, что все эти замечания указывают на определенную небрежность в работах Э. А. Янчука и имеют второстепенное значение в существе проблемы. Основными же причинами несостоятельности выводов о валентности марганца в минералах, как уже говорилось, являются: 1) неправомочность использования рентгеноспектрального метода для решения вопроса и 2) отсутствие достоверных эталонов.

Обратимся теперь ко второму, использованному в работе (Янчук, Поваренных, 1976) методу — ИК-спектроскопии, который, по мнению авторов, «...является весьма надежным методом для определения валентности и координации атомов в их структуре» (стр. 13). Здесь манганит фигурирует в качестве несомненного эталона трехвалентного марганца, хотя приводимая рядом таблица 2 вызывает сомнения в этом отношении. Авторы пишут: «Для всех трех типов связей $Mn-O$ в зависимости от валентности ионов марганца существуют вполне определенные и достаточно обособленные области поглощения, соответствующие характеристическим колебаниям γ_3 этих связей» (там же, стр. 15). Для полиэдров

¹ В другой работе (Феношина, Янчук, 1974) приведены иные величины смещения для четырех образцов пиролюзита — от 13,1 до 13,7 эв.

$Mn^{2+}-O_6$ максимумы полос поглощения составляют 410 и 350 $см^{-1}$, для полиэдров $Mn^{3+}-O_6$ они размещаются в интервале 600—500 $см^{-1}$, а для $Mn^{4+}-O_6$ максимумы находятся в пределах 715—530 $см^{-1}$. Здесь же приводятся данные, свидетельствующие, что характеристические полосы поглощения манганита расположены при 350 и 596 $см^{-1}$, что не противоречит 2- и 4-валентному состоянию марганца в этом минерале.

Мы много пишем здесь о манганите потому, что именно выводы о трехвалентности марганца в этом минерале положены в основу всех последующих работ Э. А. Янчука, где манганит принимается в качестве эталона. С нашей точки зрения данных в пользу смешановалентного состояния марганца в манганите уже и сейчас достаточно даже в работах Э. А. Янчука. Помимо вышеприведенных результатов исследований методом ИКС об этом свидетельствует и анализ известных в литературе структурных исследований, приводимых на 15 стр. автореферата кандидатской диссертации Э. А. Янчука, где приведены цитаты двух авторов. Сначала отмечается, что «...средние межатомные расстояния марганец — кислород для двух-, трех- и четырехвалентного марганца в октаэдрической координации соответственно равны 2,22, 2,03 и 1,89 Å (А. С. Поваренных, 1966)», а затем, чуть дальше: «В манганите (γ - $MnO(OH)$) четыре иона кислорода находятся на расстояниях 1,87—1,98 Å, а два других на расстояниях 2,20—2,33 Å от иона Mn^{3+} (Н. Dachs, 1963)». Простое сопоставление этих двух цитат показывает, что в манганите четыре иона кислорода находятся на расстояниях, типичных для четырехвалентного марганца, а два других на расстояниях, типичных для двухвалентного марганца. Иными словами, структурные исследования подтверждают смешановалентное состояние марганца в манганите. В то же время именно на основании данных Г. Дакса манганит в последнем выпуске справочника «Минералы» (1967) фигурирует в качестве трехоксида марганца.

Нам не хотелось бы отходить от основной задачи настоящей статьи, посвященной обсуждению правомерности выводов Э. А. Янчука, поэтому не будем останавливаться на многих более частных вопросах, затронутых в его работах и не имеющих принципиального значения. Мы были бы удовлетворены, если бы настоящая дискуссия предостерегла других исследователей от принятия новых формул для сложных окислов и гидроокислов Mn .

ЛИТЕРАТУРА

- Базилевская Е. С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 287.
- Базилевская Е. С. Еще раз о валентности марганца в минералах.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.
- Янчук Э. А. О рентгеноспектральном исследовании валентного состояния марганца в минералах.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1968, № 22, вып. 4.
- Янчук Э. А. О валентном состоянии марганца в манганите.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1969, № 23, вып. 1.
- Янчук Э. А. Координация марганца, магнитные свойства и устойчивость его некоторых природных окислов.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1970, № 24, вып. 1.
- Янчук Э. А. Рентгеновские К-края поглощения марганца и характер химической связи в некоторых его окислах.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1971, № 25, вып. 3.
- Янчук Э. А. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах и гидроокислах. Криптомелан, голландит, коронадит.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1973, № 27, вып. 1.
- Янчук Э. А. Исследование валентного состояния марганца в природных окислах и гидроокислах.— Автореф. канд. дис., Львов, 1973.
- Янчук Э. А., Мельников В. С. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах (пирролюзит, рамсделлит).— В сб.: Конституция и свойства минералов. Киев, «Наукова думка», 1972, вып. 6.
- Янчук Э. А., Поваренных А. С. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах и гидроокислах. Романешит.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1975, № 29, вып. 2.

- Янчук Э. А., Поваренных А. С. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах и гидроокислах. Тодорокит.— Конституция и свойства минералов, 1975б, вып. 9.
- Янчук Э. А., Поваренных А. С. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах и гидроокислах.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1976, № 30, вып. 2.
- Янчук Э. А., Хмелевский В. А. Минералы окисленных марганцевых руд Бурштынского месторождения.— Там же.
- Феношина У. И., Янчук Э. А. К вопросу о природе α -курнакитового эффекта, фиксирующегося на термограммах пиролюзитовых, манганитовых и пиролюзит-манганитовых руд гипергенного происхождения.— Минералог. сб. Львовского ун-та, 1974, № 29, вып. 2.
-

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
5.IV.1977

ХРОНИКА

УДК 552.525 : 55(061.3)

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОЛЛОКВИУМ ПО ПРОБЛЕМЕ УГОЛЬНЫХ ТОНШТЕЙНОВ

П. В. ЗАРИЦКИЙ

Исследованиями последних лет было показано, что специфические минеральные прослои в угольных пластах — угольные тонштейны (*kaolin-kohlentonstein*) широко развиты в угленосных отложениях разного возраста в различных частях света. Поражительная выдержанность их распространения на площади, комплекс черт и особенностей этих образований привлекли внимание ученых во многих странах Европы и за ее пределами и явились причиной того, что они стали использоваться в качестве надежных литологических маркирующих горизонтов для расчленения и корреляции разрезов угленосных отложений и синонимии угольных пластов.

На VIII Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (Москва, 1975) в выступлениях и беседах заинтересованных специалистов отмечалось, что решение широкого круга вопросов распространения, условий залегания, вещественного состава, классификации и номенклатуры, генезиса и практического использования угольных тонштейнов на современном этапе требует тесного сотрудничества и объединения усилий исследователей различных стран и их периодических встреч. Тогда же была создана инициативная группа по проведению такого рода встреч, в которую вошли проф. П. В. Зарицкий (СССР), доц. М. Допита (ЧССР) и К. Бургер (ФРГ).

В соответствии с договоренностью экспертов, вошедших в инициативную группу, и рекомендациями VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона первый Международный коллоквиум по проблеме угольных тонштейнов был организован и проведен Генеральным директором угольных шахт Островско-Карвинского бассейна в сотрудничестве с Высшей горной школой в г. Остраве (Чехословакия) с 30 мая по 3 июня 1977 г.

По предложению инициативной группы в задачу коллоквиума входило обсуждение следующих аспектов проблемы угольных тонштейнов: распространение их в угленосных отложениях мира, минеральный состав и петрографический характер, химический состав и содержание малых элементов, исходный материал тонштейнов, тяжелые минералы, постседиментационные изменения, классификация и номенклатура, микробиология, генезис, значение изучения тонштейнов для решения научных и практических вопросов угольной геологии. В работе коллоквиума приняли участие представители СССР, ПНР, ФРГ и ЧССР. Ряд ученых из Великобритании, Франции, Голландии, Австралии зарегистрировались как «неприсутствующие члены» коллоквиума.

В программу коллоквиума были включены 15 докладов, из которых прочитаны и обсуждены 13: «Угольные тонштейны чехословацкой части Верхне-Силезского угольного бассейна и их практическое значение» (М. Допита, ЧССР); «Генетические соотношения между бентонитами и тонштейнами в Верхне-Силезском угольном бассейне» (Я. Сродонь, ПНР); «Тонштейны Донецкого бассейна» (П. В. Зарицкий, СССР); «Вулканические породы карбона Центральной Богемии» (И. Пешек, ЧССР); «Распространение тонштейнов в угленосных отложениях Земли» (К. Бургер, ФРГ); «Угольные тонштейны в скважинах чехословацкой части Верхне-Силезского бассейна и их корреляция» (В. Фялова, И. Полицкий, ЧССР); «Глинистые минералы в угольных тонштейнах Островско-Карвинского бассейна» (И. Кралик, З. Вайс, ЧССР); «Критическая оценка одной из гипотез о генезисе тонштейнов» (П. В. Зарицкий, СССР); «Использование тонштейнов и туфогенных прослоев при корреляции среднекаменноугольных отложений Донбасса» (М. Черновяц, СССР, прочитан И. Пешekom); «Химический состав вулканогенных продуктов Островско-Карвинского угольного бассейна» (И. Кралик, И. Томшик, ЧССР); «Текстурные вариации тонштейнов и их происхождение» (В. Скочек, ЧССР); «Тяжелые минералы междуугольных каолинистых прослоев (тонштейнов) До-

нецкого бассейна» (П. В. Зарицкий, СССР); «Соотношение между угольными тонштейнами и туфогенными горизонтами в околоугольных породах» (И. Кралик, И. Полицки, ЧССР). Доклады будут опубликованы в сборнике Высшей горной школы в Острове.

Участники заключительного заседания пришли к единодушному выводу, что проведение первой рабочей встречи специалистов, занимающихся изучением угольных тонштейнов в разных угольных бассейнах мира, было полезным и принесло хорошие результаты. Было решено образовать постоянный комитет по проведению коллоквиумов (К. Бургер (ФРГ), П. В. Зарицкий (СССР), М. Допита, И. Кралик, Я. Петранек (ЧССР)), который в своей деятельности не ограничивался бы только проблематикой угольных тонштейнов, а охватывал бы вопросы изучения всех маркирующих литостратиграфических горизонтов угленосных формаций (вулканогенно-осадочные образования, конкреционные горизонты и т. п.).

Комитету было предложено обратиться к постоянному оргкомитету по проведению международных конгрессов по стратиграфии и геологии карбона с просьбой, чтобы постоянный комитет по координации изучения маркирующих литостратиграфических горизонтов и проведению коллоквиумов был присоединен к подкомиссии по стратиграфии карбона (SCCS) Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона или был включен в структуру конгресса в качестве самостоятельной подкомиссии.

Постоянному комитету поручено представить на IX Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона доклад-информацию о выполнении рекомендации предыдущего VIII конгресса об организации и проведении первого коллоквиума по проблеме угольных тонштейнов и задачах в области изучения маркирующих литостратиграфических горизонтов угленосных формаций на будущее.

Следующие коллоквиумы будут проводиться в период между сессиями конгресса. Очередной коллоквиум намечено провести через 4 года в Польше (подготовительный комитет: проф. А. Болевски, д-р Я. Сродонь (ПНР), проф. П. В. Зарицкий (СССР), доц. М. Допита (ЧССР)).

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
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)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Зав. редакции В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31.03.1978 г. Подписано к печати 25.05.78. Т-09537. Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6. Уч.-изд. л. 13,6. Бум. л. 4,5. Тираж 1325 экз. Заказ 4103.

Издательство «Наука». 103717, Москва, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493