

Литология
**и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ**

1963

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР



Главный редактор — Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

УДК 549.674.1+549.676 : 551.763 (571.56)

ЦЕОЛИТЫ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЯКУТИИ

*А. С. ЗАПОРОЖЦЕВА, Т. Н. ВИШНЕВСКАЯ,
П. И. ГЛУШИНСКИЙ*

Дается описание ряда кальциевых цеолитов, распространенных в песчаниках. Делается вывод, что начало образования цеолитов имело место в стадию диагенеза и продолжалось по разным этапам катагенеза. Изменение состава цеолитов связывается с уплотнением пород и степенью углефикации углей, обусловленных приуроченностью к разным тектоническим зонам.

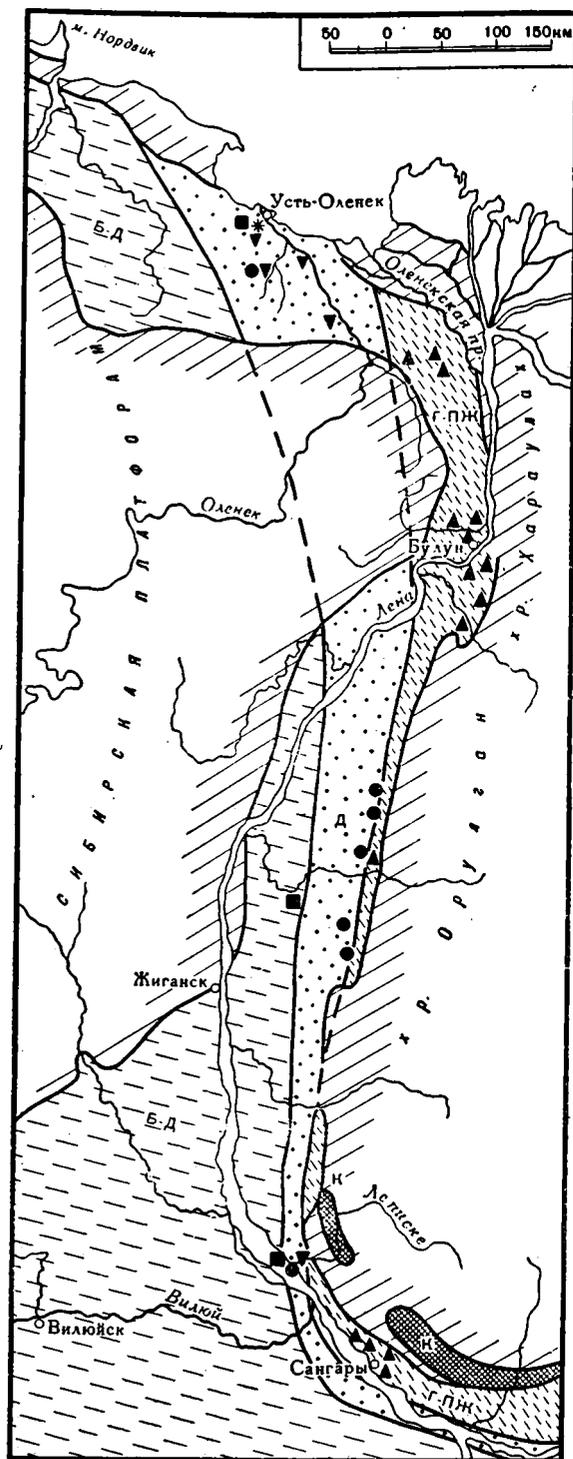
1. Общие замечания

В районах распространения меловых отложений на севере Якутии в осадочных породах, преимущественно в цементе песчаников, часто встречаются аутигенные цеолиты. Значительно реже они обнаруживаются в слабо уплотненных юрских и среднетриасовых отложениях (Запорожцева, Кравцова 1956).

Условия залегания пород с цеолитами и степень их литификации свидетельствуют, что в образовании цеолитов не участвовали термальные растворы, связанные с магматическими очагами, а также что они не находились в зонах с наложенным метаморфизмом. Образование этих минералов происходило в диагенезе и катагенезе при небольшом повышении температуры и давления, но не доходило до обстановки начального метаморфизма (принимая стадии изменения осадка породы в объеме, предложенном Н. М. Страховым (1961)).

Благоприятным условием для образования цеолитов, как показали наблюдения А. С. Запорожцевой (1960^{2,4}, 1962), является щелочная или нейтральная, в той или иной степени, восстановительная среда иловых вод начала стадии диагенеза, не подвергавшаяся резким изменениям в поровых растворах по мере перехода их в ископаемое состояние.

В северной части Якутии в осадочных породах мелового возраста были установлены кальциевые цеолиты разных типов. Они различаются по степени кислотности, гидратности и плотности. Наблюдается определенная зависимость приуроченности различных цеолитов к определенным тектоническим зонам и условиям осадконакопления. В платформенных и приплатформенных зонах (фиг. 1), где породы преимущественно полурыхлые, мощность осадков невелика, а распространенные в угленосных пачках угли — бурые (Б) или переходные от бурых к каменным (Б — Д), обычно присутствуют цеолиты — десмин и гейландит. В пригеосинклинальной зоне Верхоянья, где породы плотные, мощность отложений значительна, а угли по степени углефикации близки к газовым (Г), паровично-жирным (ПЖ) и редко к длиннопламенным, широким распространением пользуется ломонтит. В промежуточной зоне, где плотность пород и мощность отложений имеют промежуточное значение, а угли по степени углефикации относятся к длиннопламенным (Д), обычно присутствует эпидесмин. При этом нужно под-



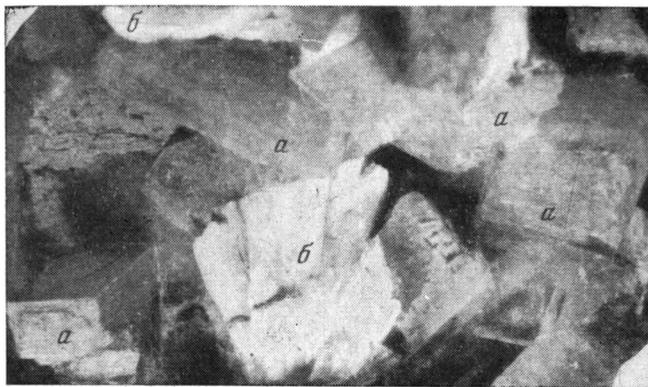
черкнуть, что цеолиты встречаются в неугленосных частях толщ, залегающих между угленосными пачками и свитами (Запорожцева, 1962).

Ранее было выявлено региональное распространение ломонтита в цементе песчаников пригеосинклинальной зоны Верхоянья и на левобережье Оленекской протоки (дельта р. Лены). Параллельно ей следует промежуточная зона с эпидесминном, а далее — приплатформенная с редкими находками гейландита.

В низовьях р. Оленек промежуточная зона сильно растягивается по площади, и на незначительном протяжении наблюдается существенное изменение как в фациальной принадлежности осадков, так и в их мощности; угли меняются от длиннопламенных до газовых. Непостоянство условий отмечается как в направлении от платформы к складчатой области, так и вдоль границ тектонических зон. Находки цеолитов отличаются большим разнообразием: наряду с ломонтитом присутствует эпидесмин, иногда замещающийся ломонтитом, а в одном случае были обнаружены совместно десмин, гейландит и ломонтит.

Фиг. 1. Схематическая карта местонахождения цеолитов в меловых отложениях севера Якутии. 1 — границы распространения меловых отложений; 2—5 — зоны меловых отложений с приуроченными к ним углями; 2 — приплатформенная зона с углями бурыми и переходными от бурых к длиннопламенным (Б—Д); 3 — промежуточная зона с длиннопламенными (Д) углями; 4 — пригеосинклинальная зона с углями газовыми и паровично-жирными (Г—ПЖ); 5 — угли коксовые (К). Участки распространения песчаников с различными цеолитами: 6 — с большим количеством ломонтита; 7 — с малым количеством ломонтита; 8 — с десминном; 9 — с эпидесминном; 10 — с гейландитом

В меловых отложениях цеолиты чаще всего встречаются в виде мелких, нередко идиоморфных зерен, заполняющих поровое пространство песчаных пород — уплотненных песков, песчаников. Изредка они наблюдаются внутри известковых или известково-хлоритовых конкреций. Наиболее крупные кристаллы цеолитов обычно приурочены к остаткам захороненной обуглившейся древесины или выполняют пустоты,



Фиг. 2. Цеолиты, выполняющие пустоты от выщелоченного органического вещества в песчанике:
а — гейландит, б — ломонтит, из пустот выщелоченного органического вещества. 5×

образовавшиеся на месте выщелоченных обломков ее, чему, по-видимому, благоприятствовала восстановительная среда, создававшаяся вблизи скоплений органического вещества (древесины).

В последнее время в низовьях р. Оленек П. И. Глушинским и В. Н. Васильевым при геологических исследованиях были найдены крупные кристаллы цеолитов и кальцита, выполнявших пустоты трубчатой формы с остатками древесины (фиг. 2, 3). Столь крупные кристаллы цеолитов, по-видимому, впервые найденные в осадочных породах, послужили материалом для их детального исследования.

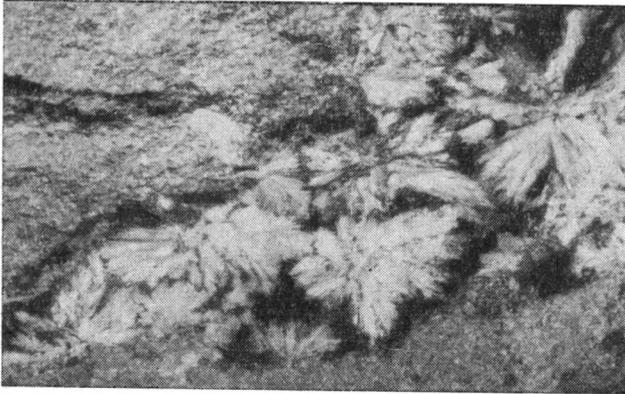
Ранее, когда не были известны случаи широкого распространения цеолитов в осадочных породах севера Якутии, в низовье р. Оленек эти минералы также встречались, но они ошибочно принимались за другие. Так, гейландит и десмин отождествлялись с кальцитом, с которым они довольно часто встречаются вместе, а ломонтит (фиг. 4), характеризующийся большой хрупкостью — с гипсом. Гейландит обладает совершенной спайностью по одному из направлений и перламутровым отливом на ней, что характерно и для гораздо менее твердого гипса.

Песчаники нижнемеловых отложений, в которых были обнаружены цеолиты светло-серые и зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, преимущественно кварцево-плаггиоклазового состава (Запорожцева, 1960, 1962). Конкреционные образования различной формы и величины представляют собой тот же песчаник, сцементированный известковистым це-



Фиг. 3. Друза кристаллов гейландита. 2×

ментом или имеющий в цементе больше хлорита, чем в других участках пород и приобретающий темно-зеленый или даже зелено-черный цвет. Переход от конкреционных образований к вмещающим песчаникам бывает как постепенный, так и резкий. Обломочные зерна песчаников чаще всего плотно прилегают друг к другу, и цемент выполняет лишь поровое пространство, внешняя часть которого обычно занята тонкой пленкой хлорита, а внутренняя выполнена очень тонкочешуйчатым монтмориллонитом. Более крупные участки порового пространства выполнены цеолитами, кальцитом или хлоритом агрегатного строения.



Фиг. 4. Розетки агрегатов лучистых кристаллов ломонитита, образовавшихся на месте древесины. 2X

В песчаниках, в том числе и в конкреционных участках, было захоронено значительное количество обломков древесины, от которой лишь частично сохранилось органическое вещество — гецефицированное растительного вещества, определенное в иммерсионных средах, оказалось близким к 1,75 (Крылова, 1952), что характерно для каменных углей самой низкой степени углефикации — длиннопламенных, сравнительно близких к бурым.

Часто обломки древесины полностью разрушены и о их присутствии свидетельствуют лишь отпечатки или полости характерной формы, выполненные кристаллами кальцита или цеолитами. Эти трубчатые полости достигают 10 см в длину, 3—5 см в поперечнике, и по стенкам их располагаются дружки хорошо образованных кристаллов гейландита длиной от 3 до 20 мм. Приспосабливаясь к пустотам, между этими кристаллами кое-где располагаются агрегаты тонких удлиненных и уплощенных лучистых кристаллов ломонитита до 5 мм длиной (фиг. 2, 4), образующие розетки, снопы. В одном случае полость была выполнена гейландитом, десмином и ломонитом. В другом случае в трещинке, вероятно, диагенетического происхождения, пересекающей известковистую конкрецию, был обнаружен десмин и гейландит.

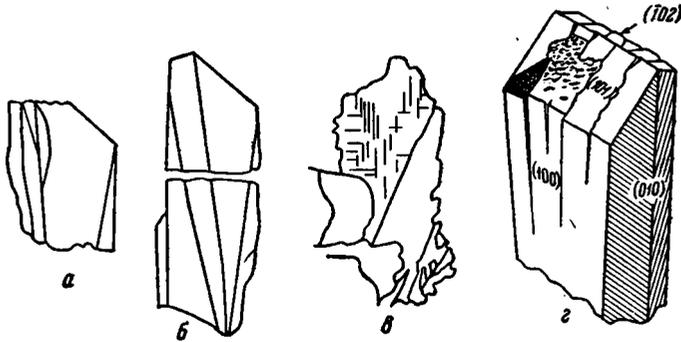
2. Характеристика цеолитов

Исследования цеолитов показывают значительное разнообразие в их морфологии и светопреломлении.

Гейландит в полостях с реликтами древесины встречается в виде одиночных, изометричных, хорошо образованных, бесцветных и прозрачных кристаллов, со стеклянным блеском (фиг. 3 и 5) или в параллельно-пластинчатых сростках с совершенной спайностью по (010), с

перламутровым блеском на ней. После раскола кристалла тонкие пластинки, ограниченные спайностью, очень напоминают бесцветную слюду.

Изображенный на фиг. 5 *г* кристалл гейландита размером $10 \times 4,5 \times 3,5$ мм был исследован Н. З. Евзиковой (Н.-и. ин-т геологии Арктики). Минерал имеет пластинчатый по (100) габитус; головка образована гранями (101) и (102); боковые грани образованы плоскостями спайности (010), на которых виден двойниковый шов и отходящая



Фиг. 5. *а, б* — двойники гейландита при скрещенных николях (в плоскости спайности); *в* — полисинтетическое двойникование десмина, $3-4\times$; *г* — характерная форма кристалла гейландита из центральной части друзы (фиг. 3), исследования Н. З. Евзиковой. $5\times$

от него под углом перистая штриховка. Кристалл несет отчетливые следы расщепления по (010), выражающиеся в том, что поверхность граней (101) и (102) разбита на участки правильной формы, отклоняющиеся от идеального положения до $12-15^\circ$ по ϕ и $2-3^\circ$ по ρ .

Некоторые крупные кристаллы гейландита длиной $8-12$ мм сложно сдвойникованы (фиг. 5, *а, б*), иногда наблюдается очень тонкое полисинтетическое двойникование.

В шлифах из песчаников, слагающих стенки полостей с цеолитами, отчетливо видно, что гейландит занимает крупные участки порового пространства, как бы раздвигая обломочные зерна. В разрезе, перпендикулярном (010), он обладает характерной тонкой, параллельной штриховатостью по спайности, относительно которой погасание прямое.

Фиг. 6. Кристаллы гейландита из меловых отложений с р. Лепески. Иммерсионный препарат. $150-200\times$



Гейландит двуосный, оптически положительный минерал, с небольшим ($10-35^\circ$) углом между оптическими осями, с $cnm = 6^\circ$, $r > v$, удлинение отрицательное. Светопреломление изменчиво. У одних кристаллов было определено $Ng = 1,504-1,509$ ($\pm 0,002$), $Nm = 1,499-1,501$ ($\pm 0,002$), $Np = 1,498-1,503$ ($\pm 0,002$), $Ng - Nm = 0,006$. У других кристаллов показатели преломления оказались более высокими: $Ng = 1,510-1,511$ ($\pm 0,002$); $Nm = 1,504-1,505$ ($\pm 0,002$), $Np = 1,503-1,504$ ($\pm 0,002$), $Ng - Np = 0,007$.

Мелкие таблички гейландита из цемента рыхлых песчаников верхнего мела с р. Лепески (правый приток р. Лены) имели зональное строение и с более высоким показателем преломления внутренних зон. После семи лет хранения в сухом помещении при $18-20^\circ\text{C}$ эти кристаллы

приобрели более низкое светопреломление, опустившееся: у Ng — с 1,503 до 1,499 ($\pm 0,002$), у Nm — с 1,498 до 1,494 ($\pm 0,002$), у Np — с 1,497 до 1,493 ($\pm 0,002$); $Ng - Np = 0,006$. Гейландит в этих отложениях имеет форму идиоморфных табличек малых (0,1—0,3 мм) размеров или их сростков (фиг. 6).

Таблица 1

Химический состав гейландита (обр. 364 из низовий р. Оленек)

Окислы	% весовой	Молекулярное количество	Атомное количество катионов	Атомное количество кислорода	Индексы катионов	Индексы кислорода
SiO ₂	56,13	938	938	1876	5,76	11,52
Al ₂ O ₃	17,74	175	350	525	2,13	3,18
Fe ₂ O ₃	0,19	1	2	3	0,01	0,02
CaO	7,28	131	131	131	0,81	0,81
MgO	Следы	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1,42	23	46	23	0,14	0,07
K ₂ O	0,44	5	10	5	0,03	0,01
H ₂ O < 110°	2,25	—	—	—	—	—
H ₂ O > 110°	14,30	923	1846	923	11,60	5,80
Сумма	99,75				20,48	21,42

Примечание. Анализ выполнила Т. В. Котенева в Н.-и. ин-те геологии Арктики. Расчет формулы произвела Н. З. Евзикова.

Следует отметить, что, по данным Л. К. Яхонтовой (1950), цеолит — ломонтит, хранившийся во влажных условиях, имел повышенное светопреломление, опускающееся при высушивании, что, вероятно, характерно и для других цеолитов.

Химический анализ гейландита (табл. 1) показывает пониженное количество SiO₂ в сравнении с анализами целого ряда кристаллов гейландита. Ему соответствует формула $(Ca_{0,81}Na_{0,14}K_{0,03})_{0,98} \cdot (Al_{2,13}F_{0,01}^{III})_{2,14}Si_{15,76}O_{15,62} \cdot 5 \cdot 8H_2O$. В идеальной формуле должно быть 6SiO₂ и 6H₂O. Характерен для гейландита и рентгенографический анализ (табл. 2). Условия съемки: CuK α — излучение. Камера ВРС-3; $v = 38$ кв; экспозиция 360 ма×ч. Точность определения d/n от 0,02 до 0,002 кх (при d/n от 4,0 до 1,0 кх).

Дифференциальная кривая нагревания гейландита (фиг. 7) показывает два слабых (в сравнении с десмином) эндотермических эффекта; первый из них имеет максимум развития при 200—230°С, второй — при 330°С. Экзоэффект выше 900°С, по-видимому, свидетельствует о разрушении минерала (кривые нагревания выполнялись в термической лаборатории Всесоюзного геологического института под руководством В. П. Ивановой). Е. В. Рожкова и др. (1962) считают, что у гейландита существует только одна вода — адсорбционная, выделяющаяся постепенно.

Десмин в меловых отложениях севера Якутии был обнаружен только в одном пункте — в низовье р. Оленек. Ранее он был описан Т. Н. Вишневской (1961) из уплотненных песков юрского возраста, распространенных в восточной части Западно-Сибирской низменности. В этих породах он встречается в виде мелких (0,05—0,15 мм) крестообразных двойников прорастания (фиг. 8, а—г); здесь же обнаружены редкие зерна гейландита.

В низовье р. Оленек десмин также ассоциирует с гейландитом, выполняя в песчанике полости с остатками древесины. В одних участках

Таблица 2

Результат рентгенографического анализа гейландита и десмина

Гейландит					Десмин				
№№ пп	обр. 364		№ 707*		№№ пп	обр. 274		№ 708*	
	I	(d/n)	I	(d/n)		I	(d/n)	I	(d/n)
1	5	10,0	8	9,8	1	10	9,1	10	9,05
2	5	8,7	8	8,5	2	6	4,66	2	5,03
3	3	5,3	6	5,2	3	2	(4,53)β	7	4,64
4	4	4,46	4	4,45	4	10	4,04	10	4,03
5	10	3,97	10	3,98	5	3р	(3,76)β	2	3,94
6	5	3,46	6	3,47	6	6	3,44	5	3,44
7	5	3,12	6	3,13	7	3	3,20	2	3,20
8	10	2,96	8	2,95	8	9	3,010	9	3,00
9	4	2,82	6	2,81	9	4	2,779	5	2,78
10	4	2,728	4	2,73	10	4	2,608	5	2,60
11	3	2,545	4	2,55	11	3	2,592	—	—
12	3	2,442	4	2,45	12	2р	2,487	2	2,49
13	2ш	2,123	2	2,11	13	3	2,363	2	2,37
14	6	1,968	6	1,97	14	2р	2,236	2	2,24
15	6	1,778	6	1,78	15	2дв	2,043	5	2,04
16	2	1,736	2	1,74	16	3	1,894	2	1,895
17	3	1,658	2	1,66	17	3	1,772	—	1,770
18	2	1,600	2	1,60	18	2	(1,725)β	2	1,651
19	2	1,566	2	1,566	19	6	1,589	5	1,593
20	4	1,491	4	1,492	20	5	1,549	5	1,549
21	4	1,447	4	1,451	21	3	1,437	2	1,437
22	2	1,359	2	1,362	22	2	1,372	2	1,359
23	2	1,307	2	1,309	23	3	1,358	—	—
24	3ш	1,274	4	1,275	24	3	1,301	5	1,302
25	4	1,235	4	1,237	25	3	1,272	—	—
					26	3	1,252	—	—
					27	2	1,236	2	1,235

* Рентгенограммы № 707 и 708 из работы В. И. Михеева (1957).

Таблица 3

Химический состав десмина (обр. 364 л-А)

Окислы	%, весовой	Молекулярное количество	Атомное количество катионов	Атомное количество кислорода	Индексы катионов	Индексы кислорода
SiO ₂	56,23	923	936	1872	5,70	11,40
Al ₂ O ₃	16,66	163	326	489	1,98	3,09
Fe ₂ O ₃	0,27	3	4	6	0,04	
CaO	7,66	137	137	137	0,84	0,84
MgO	Следы	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,70	11	22	11	0,13	0,07
K ₂ O	0,14	2	4	2	0,01	
H ₂ O < 110°	2,07	1033	2066	1033	12,60	6,30
H ₂ O > 110°	16,53					
Сумма	100,26				21,30	21,70

Примечание. Анализ выполнила Т. В. Котенева в Н.-и. ин-те геологии Арктики. Расчет формулы произвела Н. З. Евзикова.

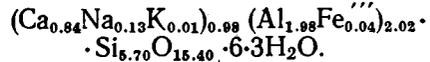
он прозрачен и бесцветен, в других имеет бледный желтовато-розовый оттенок и несколько замутнен. Минерал легко раскалывается по двум направлениям спайности, давая удлиненные, неправильные обломки, чем отличается от гейландита, раскалывающегося на тонкие пластинки.

Десмин двуосный, оптически отрицательный, $2v = 30-40^\circ$, $cNp = 3-8^\circ$. Спайность совершенная по (010) и неясная по (100). Светопреломление отличается значительными колебаниями: $Ng = 1,498-1,503 (\pm 0,002)$, $Nm = 1,496-1,501 (\pm 0,002)$, $Np = 1,486-1,491 (\pm 0,002)$, $Ng - Nn = 0,012$.

В. Е. Тререр (1958) указывает на еще более значительные колебания в светопреломлении десмина и, вместе с тем, отмечает несколько более низкое дупреломление (0,010—0,011). У десмина из юрских отложений восточного борта Западно-Сибирской низменности, по данным Т. Н. Вишневской (1961), светопреломление оказалось более высоким $Ng = 1,512 (\pm 0,002)$, $Nm = 1,509 \pm (\pm 0,002)$, $Np = 1,507 (\pm 0,002)$, $Ng - Np = 0,006$.

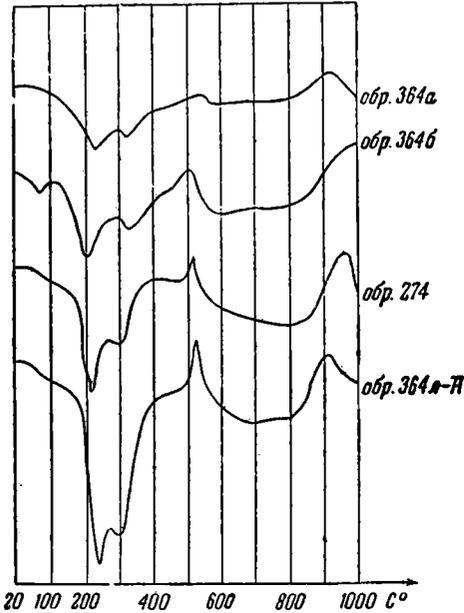
Присутствуют как монокристаллы, так и двойники разных типов — крестообразные, параллельные, клиновидные. Изредка встречается перекрещивающееся, очень тонкое двойникование, напоминающее микроклиновую решетку (фиг. 5, в).

Согласно химическому анализу десмина (табл. 3), получаем его формулу:



Рентгенографический анализ приведен в табл. 1 и характерен для десмина.

Дифференциальная кривая нагревания также типична для десмина (фиг. 7, обр. 274, 364 л-А). Она показывает начало выделения воды



Фиг. 7. Кривые нагревания гейландита (обр. 364а, 364б) и десмина (обр. 274 и 364 л-А)

при 50°C , особенно бурно происходящее после 180°C . Отчетливый эндоэффект наблюдается при $220-230^\circ\text{C}$ и второй, менее выраженный, — около 300°C ; хорошо выявляются экзотермические реакции при $520-530^\circ\text{C}$ выше 900°C .

Эпидесмин — довольно распространенный минерал меловых отложений. Ранее он был известен как самостоятельный минерал ромбической сингонии, а затем было доказано, что структура минерала тождественна десмину, к которому он близок и по химическому составу (Strunz, Tennyson, 1956). Н. Штрунц и Х. Теннисон установили, что параметры решетки у этих минералов отличаются, но близки и лишь заметно различаются по углу β .

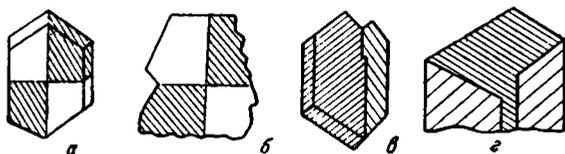
Десмин $a_0 = 13,63$, $b_0 = 18,17$, $c_0 = 11,31$, $\beta = 129^\circ 10'$.

Эпидесмин $a_0 = 13,15$, $b_0 = 18,09$, $c_0 = 17,60$, $\beta = 92^\circ$.

Распространенный в меловых отложениях эпидесмин мы рассматриваем как разновидность десмина, отличающуюся некоторыми свойствами.

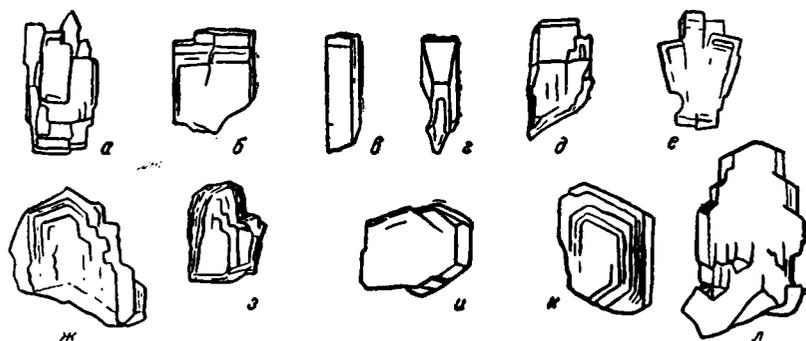
Согласно большинства справочников, для десмина характерны $cNp = 3-12^\circ$, $Ng - Np = 0,007-0,012$. Кристаллы чаще крестообразно сдвойникованы, нередко сноповидные агрегаты.

У эпидесмина нами были установлены $cNp = 0,3^\circ$, $Ng - Np = 0,012 - 0,015$. Кристаллы имеют характерную форму, образованную тремя пинакоидами. Выросшие в свободном поровом пространстве слабо уплотненных песчаников, они приобретают форму квадратных таблиц, удлиненных по (100) и в той или иной мере уплощенных по (010) (фиг. 9—10), при этом нередко имеют зональное строение. В несколько более



Фиг. 8. а, б, в, г — крестообразные двойники десмина. 20X

уплотненных песчаниках кристаллы эпидесмина, выполняющие поровое пространство, сильно вытянуты по оси *C* и приобретают столбчатую форму. Двойники и крестообразные сростки не наблюдались, но изредка встречаются сростки зерен под очень небольшими углами. Эпидесмин обладает совершенной спайностью по (100) и хорошей по (010). Минерал двусосный, оптически отрицательный, $2v \sim 30-40^\circ$, $Ng = 1,498 - 1,593 (\pm 0,002)$, $Nm = 1,493 - 1,498 (\pm 0,002)$, $Np = 1,1483 - 1488$



Фиг. 9. а—е — кристаллы эпидесмина. Иммерсионный препарат. 100X.

($\pm 0,002$). Эти данные были получены из образцов пород, пролежавших около 5 лет в сухом помещении при $18-20^\circ\text{C}$. За это время светопреломление несколько понизилось. Ранее было определено $Ng = 1,507$, $Np = 1,492$. У зональных зерен, как у гейландита, чаще всего внешние зоны имеют более низкое светопреломление, притом определение в иммерсионных жидкостях показало, что у зерен размером $0,2-0,3$ мм различие в светопреломлении отдельных зон находится в пределах $0,002-0,003$. Характерно, что зональный эпидесмин встречается в породах, где он является единственным цеолитом; в случаях совместного нахождения с гейландитом зональность в нем не отмечена.

По А. Н. Винчеллу (1949), эпидесмин вообще очень редок среди цеолитов, генетически связанных с гидротермальными процессами и магматическими породами. Однако, как показывают наблюдения последнего времени, он является довольно распространенным минералом осадочных пород мезозоя северной Якутии.

Эпидесмин часто встречается в цементе нижнемеловых песчаников неугленосных свит, распространенных к северо-востоку от Жиганска, в предгорьях хребта Орулган. Он был обнаружен в более южном районе на р. Лепеске (притоке р. Лены) в рыхлых песчаниках самых верхних слоев нижнемеловых отложений. Выше по разрезу уже в верхнемеловых отложениях эпидесмин замещается гейландитом. Эпидесмин с гейландитом иногда встречается внутри известковых конкреций, причем отчетливо видно замещение гейландита эпидесмином. Эпидесмин с ломонтином был встречен на севере Якутии на левобережье низовой Оленекской протоки в дельте р. Лены. Установлено, что первым кристаллизовался эпидесмин, а затем он был частично корродирован и замещен ломонтином.

Выделить эпидесмин для анализа затруднительно, так как он встречается в виде очень мелких зерен вместе с другими цеолитами.



Фиг. 10. Кристалл эпидесмина из меловых отложений с р. Лепески. Иммерсионный препарат. 150—200×

Ломонтит пользуется наибольшим распространением среди цеолитов. Детальная характеристика минерала и литературные сведения о нем были опубликованы ранее (Запорожцева, 1960₂, 3, 4).

В поле ломонтит легко узнается по звездчатым розеткам (фиг. 4) и по большой хрупкости (способности рассыпаться). Розетки состоят из белых, удлинённых до 5 мм, тонких уплощенных кристаллов с радиально-лучистой ориентировкой вокруг некоторых центров. Кристаллы имеют клиновидную форму, острием направлены к центру стяжения. Наблюдается простое и сложное двойникование. Распространено секториальное погасание — закономерное срастание четырех индивидов. Сноповидно-волнистое погасание наблюдается у ломонтитов, выполняющих поровое пространство песчаников. Чаще же каждая пора заполнена монокристаллическим зерном с характерной спайностью, пересекающейся под прямым углом.

Обнаруживаются следующие различия оптических свойств ломонти-та из меловых отложений разных районов севера Якутии.

Ломонтит из Сангар, по данным Т. М. Пчелиной (1960), обладает константами: $N_g = 1,523 (\pm 0,002)$, $N_p = 1,512 (\pm 0,002)$, $N_g - N_p = 0,011$, $cN_g = 30^\circ$. Из района левобережья Оленекской протоки (5,6): $N_g = 1,516 - 1,517 (\pm 0,002)$, $N_m = 1,514 - 1,515 (\pm 0,002)$, $N_p = 1,505 - 1,506 (\pm 0,002)$, $N_g - N_p = 0,011$, $cN_g = 37 - 40^\circ$. Ломонтит из низовой р. Оленек: $N_g = 1,513 - 1,514 (\pm 0,002)$, $N_m = 1,512 - 1,513 (\pm 0,002)$, $N_p = 1,503 - 1,504 (\pm 0,002)$, $N_g - N_p = 0,011$, $cN_g = 40 - 42^\circ$. Удлинение положительное, но наблюдалось и отрицательное, $r < v$. Угол между оптическими осями небольшой — $\sim 20 - 30^\circ$.

Вполне вероятно, что различное светопреломление и изменчивый угол погасания находятся в зависимости от неодинакового количества воды, поглощенной минералом. Нужно отметить, что угол погасания у некоторых ломонтитов ($37 - 42^\circ$) осадочных пород значительно выше, чем у ломонтитов гидротермального генезиса ($20 - 36^\circ$).

Ранее был произведен рентгенографический анализ ломонти-та, который не показал каких-либо отклонений от ломонтитов других районов. Тогда же был выполнен термический анализ и получены кривые нагревания и обезвоживания (Запорожцева, 1960₂).

Ломонтит очень широко распространен в нижнемеловых песчаниках неугленосных отложений прискладчатых зон Приверхоянья и на левобережье Оленекской протоки. Значительно реже он встречается в низовье р. Оленек (р. Буолкалаах).

Характерно распределение Ba и Sr в ряде цеолитов и во вмещающих их песчаниках. Как показывает спектральный анализ, в породах содержание стронция (0,03—0,06) близко к кларку, а бария — в десять раз больше (0,4—0,6). В ломонтите наблюдается обратное соотношение — количество бария (0,02) меньше кларка, а стронция много больше (0,1—0,3). В десмине тот и другой элемент находятся в повышенных количествах (0,2), а в гейландите — в резко увеличенных. Повышенное количество Ba и Sr вообще, по-видимому, характерно для гейландита как гидротермального генезиса, так и осадочного (диагенетического и эпигенетического), по Д. С. Кумбсу (Combs a. oth., 1959).

3. Соотношение цеолитов с другими аутигенными минералами

Песчаники с цеолитами из низовий р. Оленек содержат и другие аутигенные минералы, причем состав их заметно меняется на коротких расстояниях. В некоторых случаях на площади шлифа можно видеть до восьми аутигенных минералов. Среди них отмечены кварц, хлорит, монтмориллонит, каолинит, кальцит и три цеолита — гейландит, десмин и ломонтит. Наибольшее разнообразие аутигенных минералов, и в частности, обилие хлорита приурочено к линзам грязно-зеленых или черно-зеленых песчаников, содержащих обломки обугленной древесины.

В песчаниках нижнего мела района низовий р. Оленек и в одно-возрастных породах других районов севера Якутии наблюдается следующая последовательность в выделении аутигенных минералов: десмин — гейландит; или наоборот гейландит — десмин или гейландит — десмин — ломонтит; гейландит — ломонтит; гейландит — эпидесмин — ломонтит; хлорит — эпидесмин — ломонтит; гейландит — эпидесмин — кальцит; гейландит — кальцит — в известковой конкреции; кальцит — гейландит — десмин; кальцит — ломонтит; хлорит — ломонтит; монтмориллонит — гейландит или десмин; кварц (вблизи обрывков обугленных растений) — гейландит или десмин.

Взаимоотношения между минералами показывают, что ломонтит является самым поздним минералом. Он нарастает на крупных кристаллах кальцита, выполняющих полости в песчаниках, или заполняет промежутки между ранее выкристаллизовавшимися десмином и гейландитом. Ассоциация цеолитов с кальцитом и хлоритом свидетельствует о близких условиях образования. Идиоморфные кристаллы гейландита внутри известковой конкреции являются самыми ранними образованиями.

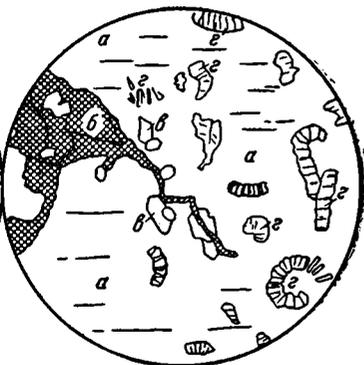
Цеолиты, выполняющие трещинку (возможно, диагенетического происхождения), пересекающую песчано-известковистую конкрецию, являются более поздними минералами (фиг. 11, 12). В этом случае в известковистом песчанике вначале выросли мельчайшие зерна кальцита, а затем мелкие кристаллы гейландита, которые оказались заключенными в крупных кристаллах десмина.

В песчаниках грязно-зеленого или черно-зеленого цвета одним из первых возникал хлорит, местами заполняющий крупные участки пространства между обломочными зернами. Другие участки в этой породе выполняют листоватые (параллельное срастание пластин) массы гейландита. В тех участках, где обломочные зерна сравнительно плотно прилегают друг к другу, хлорит образовал оболочку вокруг них, внутри

пор выкристаллизовался монтмориллонит, в других участках — мелкочешуйчатый каолинит, в третьих — кальцит или доломит. Наблюдаются поры, внутреннюю часть которых выполняет каолинит, затем его окружает оторочка монтмориллонита, а самая внешняя оболочка уже представлена хлоритом.



Фиг. 11. Мелкие кристаллы гейландита (а) и крупные кристаллы десмина (б) на поверхности известкового песчаника, слагающего конкрецию. Шлиф 274д. 30×



Фиг. 12. Внутри кристалла гейландита (а) органическое вещество (б), окруженное табличками кварца (в), в стороне видны группы чешуек монтмориллонита (в). Шлиф 364 л-А4. 320×

В тех участках пород, где в крупных полостях наблюдаются гейландит, десмин и ломонтит и присутствуют обрывки растительной ткани, наблюдается регенерация кварцевых зерен на участках свободных от хлоритовой оторочки. При этом нарастание кварца происходит со стороны органического вещества. На зернах кварца агрегатного строения нарастает целая группа мелких, параллельно расположенных, правильно образованных и удлинённых по призме кристалликов кварца. Встречаются вблизи обрывков растительной ткани и единичные новообразования мелких таблиц кварца, расположенные на небольшом расстоянии от обломочных зерен. Позже образующиеся крупные кристаллы гейландита и десмина пойкилитически включают обрывки растительной ткани и окружающие их шестигранные таблички кварца (фиг. 12). Местами внутри тех же цеолитов, на некотором расстоянии от растительных остатков, обнаруживаются червеобразные агрегаты и сростки минералов группы монтмориллонита с прямым погасанием и положительным удлинением, с высоким двупреломлением — около 0,020 и светопреломлением — $N_g = 1,545 (\pm 0,003)$, $N_p = 1,525 (\pm 0,003)$. В некоторых кристаллах цеолитов количество монтмориллонита достигает 25%. Но преобладают чистые цеолиты, без включений. Небольшая часть плотного органического вещества (не просвечивающегося в шлифе — гелефицированная древесина) располагается между кристаллами цеолитов. Кристаллы при своем росте разделяли его на части и раздвигали, в результате чего оно занимало небольшие участки между гранями. Характерно, что часть поверхности последних, контактирующая с органическим веществом, приобрела неровную, как бы изъеденную форму, а углы между гранями округлились. Это свидетельствует о том, что вблизи контакта с плотным органическим веществом нарушались условия роста кристаллов.

Характерно, что в тех же песчаниках, в которых были обнаружены крупные кристаллы цеолитов, встречаются не только обломки древесины, но и крупные (до 0,6 м) угловатые куски окаменелого торфа, минерализованного кварцем.

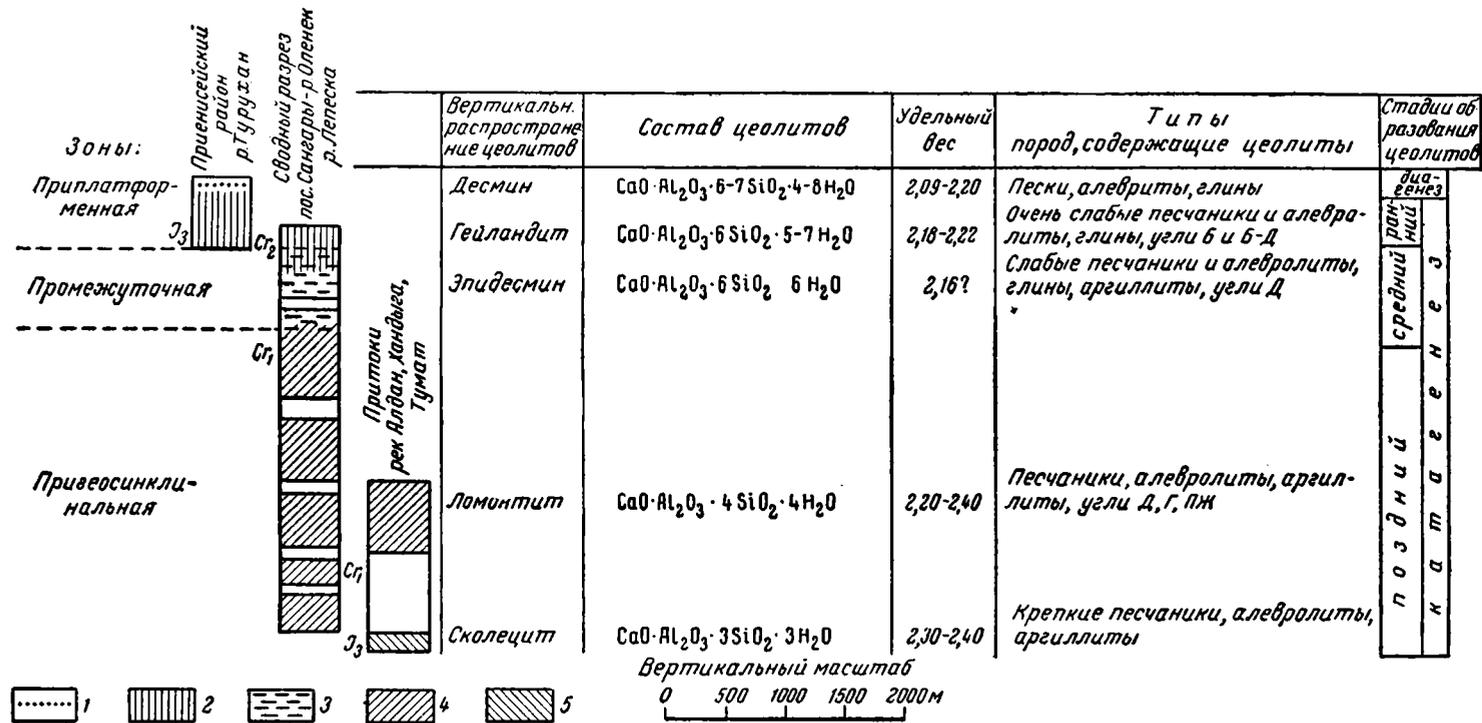
4. Происхождение цеолитов

Большое количество аутигенных минералов в нижнемеловых отложениях севера Якутии в значительной мере должно объясняться сильно минерализованными иловыми водами, пропитывающими осадок. Эти воды были богаты SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , CO_2 , H_2S , NH_3 и другими компонентами. Одна часть этих элементов приносилась в растворах, другая возникла на месте образования осадка при воздействии микроорганизмов и разрушающегося захороненного органического вещества на терригенную часть осадка, большая часть которого представлена плагиоклазами, относительно мало устойчивыми минералами в зонах гипергенеза и диагенеза. Возникновение разнообразной ассоциации аутигенных минералов, по-видимому, было связано с различной физико-химической обстановкой в период диагенеза в разных участках осадка (затем породы), отличавшихся по Eh и pH вследствие пятнистого распределения обломков захороненной древесины, в нейтральной или щелочной средах. Наиболее кислая среда возникала в полостях обломков переотложенного и захороненного торфа, в которых происходило образование кварца. То же наблюдалось в непосредственной близости от обрывков растительной ткани. Возможно, что таково происхождение небольшого количества кое-где встречающегося внутри порового пространства пород каолинита. В условиях нейтральных или слабощелочных возникали хлорит, монтмориллонит, кальцит и имело начало образование цеолитов.

Трудно отграничить время возникновения аутигенных минералов стадии диагенеза от минералов первых этапов стадии катагенеза. Последнему, по Н. М. Страхову (1961), соответствуют первые изменения термодинамических условий с погружением отложений на глубину, повышением температуры и увеличением давления. Также не может быть точно охарактеризована физико-химическая обстановка образования внутри породы того или иного минерала среди целого комплекса.

В этой новой обстановке (стадия катагенеза) не оставался инертным захороненный обломочный материал. Органическое вещество рассеянных растительных остатков продолжало видоизменяться и выделять ряд компонентов. Продолжались коррозия и замещение аллотигенных минералов аутигенными, а также происходили преобразования среди последних. Аутигенные минералы замещали малоустойчивые слюды. Хлорит и кальцит по трещинкам проникали и замещали плагиоклазы (альбит и олигоклаз). Более интенсивно происходило образование водных силикатов — цеолитов.

Начало образования цеолитов должно быть отнесено к стадии диагенеза, когда происходило образование кальцитовых конкреций, внутри которых иногда наблюдаются цеолиты, но основная масса их кристаллизовалась позже. Выделение цеолитов шло последовательно с погружением отложений по разным этапам катагенеза, с замещением ранних более многоводных и более кислых форм — десмина и гейландита (через эпидесмин) более поздними, менее кислыми и содержащими меньше воды — ломонтитом и сколецитом (Запорожцева и др., 1961).



Фиг. 13. Схема распространения кальциевых цеолитов в породах различных зон
 1 — десмин, 2 — гейландит, 3 — эпидесмин, 4 — ломонтит, 5 — сколецит

Эту последовательность выделения цеолитов иллюстрирует фиг. 13. Образование цеолитов находится в зависимости от развития тех или иных формаций меловых отложений, тесно связанных с геотектоническими зонами, в зависимости от которых находятся глубина погружения отложений, уплотнение пород и повышение степени углекислотности углей.

5. Цеолиты и стадии осадочного породообразования

Следуя схеме Н. Б. Вассоевича (1957) с некоторым ее изменением, можно выделить в стадии катагенеза следующие этапы преобразования пород.

Ранний катагенез. Этого этапа изменения достигали отложения платформенных и приплатформенных зон с их характерными признаками — малой мощностью отложений и слабой степенью уплотнения пород. На севере Якутии в толщах мелового возраста такого типа развиты пески, алевролиты, глины, очень слабые песчаники и алевролиты, а залегающие среди них угли бурые или переходные от бурых к каменным Б—Д. В районах восточного борта Западно-Сибирской низменности подобные отложения мела и юры распространены до глубины 500—1000 м и слагают весь чехол мезозойских отложений, покрывающих древний фундамент, или во впадинах — верхнюю часть толщи, возможно, до глубины 1000—1500 м. По схеме В. В. Станова (1953), породы с бурыми углями испытывали погружение до 1000 м.

В этих условиях продолжалось образование цеолитов, десмина и гейландита, а в участках с захороненными растительными остатками регенерировались обломочные зерна кварца, до конца минерализовались кварцем же обломки переотложенного торфа. Начали возникать глинистые минералы и хлорит, выполнявшие поровое пространство песчаников.

Средний катагенез. Для этого этапа изменения пород характерно существенное увеличение мощности, большее погружение отложений и некоторое уплотнение пород. Меловые отложения северной Якутии такого типа распространены в «промежуточной» зоне и представлены слабыми песчаниками и алевролитами, уплотненными глинами и аргиллитами с углями каменными — длиннопламенными. (Породы с такими углями, по В. В. Станову, достигали погружения от 1000 до 2500 м.) В этой зоне в цементе песчаников присутствует эпидесмин, а в одном пункте в низовье р. Оленек — целая группа цеолитов — гейландит, десмин, эпидесмин, ломонтит, выделявшихся последовательно, но без преобладания какого-либо одного из них.

Поздний катагенез. Этот этап знаменует самую большую степень изменения меловых пород, имеющих наибольшую мощность. В этом этапе могут быть выделены две ступени. Верхняя из них характерна для толщ, развитых в пределах первых передовых складок (сангарские складки), а нижняя должна отвечать условиям положения толщи в следующих складках, более приближенных к внутренним зонам Верхоянья (Чечумская гряда).

Отложения, слагающие первые складки, характеризуются большой степенью уплотнения. Песчаники и алевролиты имеют плотную упаковку зерен; среди них нет глин, а только аргиллиты; угли близки к газовым и паровично-жирным (редки длиннопламенные). Глубина погружения такого типа толщ, по В. В. Станову, достигала 2500—4000 м. В песчаниках хорошо распространен ломонтит, а в подстилающих юрских отложениях встречается сколецит. С этой ступенью позднего ката-

генеза связано появление мелких (0,01—0,15 мм) зерен сфена в щелочных условиях и агрегатов еще более мелких зерен брукита, анатаза и рутила в кислых (в угленосных пачках).

В складках, следующих за первыми, меловые отложения пока еще слабо изучены. Породы в этих районах еще более уплотнены. Цеолиты в них неизвестны. Однако наличие в этой зоне углей более высокой степени углефикации — коксовых и паровично-спекающихся, находившихся, согласно В. В. Станову, на глубине 5000—6000 м, дает основание по характеру изменения эти отложения относить к нижней ступени позднего катагенеза.

В мезозойских отложениях Южно-Якутского каменноугольного бассейна, где широко развиты коксовые угли, в песчаниках встречается ломонтит. Однако этот район имеет свои особенности — здесь известны мезозойские магматические проявления.

Стадия катагенеза, охарактеризованная различными цеолитами, не может коррелироваться с самой верхней цеолитовой фацией регионального метаморфизма Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), за которой следует фация зеленых сланцев. Эта цеолитовая фация выделена на основе исследования Д. Кумбсом и др. (1959) отложений Новой Зеландии триасового и юрского возраста, представленных в основном пирокластическими породами с цеолитами.

А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1961) считают их синхронными («зоны эпигенеза»), однако условия погружения меловых отложений севера Якутии и толщ цеолитовой фации Новой Зеландии резко отличаются.

Г. Пакхам и К. Крук (Packham and Crook, 1960) в последних отложениях выделяют ряд фаций «высокой степени диагенеза». Верхняя „диагенетическая“ фация — гейландит-анальцимовая находилась в зависимости от глубины опускания до 5000 м и была под влиянием температур 100—200°. Следующая «диагенетическая» — ломонтитовая фация была связана с погружением до 6000—9000 м, с температурами до 200—300°.

В этих последних условиях органическое вещество по глубине залегания, по В. В. Станову, должно было доходить до степени сильно «метаморфизованных» тощих и антрацитовых углей, что, по Н. М. Страхову и Н. В. Логвиненко (1959), могло происходить не во время стадии катагенеза, а уже при начальном метаморфизме — протометаморфизме (Н. М. Страхов, 1961).

Различие в глубине погружения отложений с новообразованными цеолитами Северной Якутии и Новой Зеландии можно объяснить неодинаковой обстановкой их образования. В Новой Зеландии цеолиты замещали вулканические стекла подчас до полного превращения породы в цеолитовую, или же до полного замещения плагиоклазов, кроме того, там имело место влияние магматических очагов. В Северной Якутии цеолиты преимущественно выполняли поровое пространство песчаников и в небольшой степени замещали близрасположенные аллотигенные зерна различных минералов.

Однако направленность процесса как в одном регионе, так и в другом остается одной и той же. В верхних зонах распространены цеолиты, содержащие больше воды и кремнезема, а в нижних — повышение температуры и давления благоприятствовало генерации цеолитов меньшей кислотности и гидратности, но большей плотности. В толщах нормальных осадочных пород процесс литификации более четко дифференцируется, и разные цеолиты служат своего рода шкалой показания изменения пород по разным этапам стадии катагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Терминология для обозначения стадий и этапов литогенеза. В сб. Геология и геохимия, т. 1 (VII), 1957.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. иностр. лит., М., 1949.
- Вишневская Т. Н. Десмин и гейландит из мезозоя восточной части Западно-Сибирской низменности. Информ. бюл. Ин-та геол. Арктики, № 23, 1961.
- Запорожцева А. С. Литология и фациальные условия накопления меловых отложений района Чай-Тумусского месторождения угля. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 112, 1960₁.
- Запорожцева А. С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1960₂.
- Запорожцева А. С. Характеристика ломонтита из меловых отложений Ленского бассейна. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 114, 1960₃.
- Запорожцева А. С. О распространении и условиях образования цеолитов осадочных горных пород. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 114, 1960₄.
- Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 121, 1962.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Дубарь Г. П. О последовательном замещении кальциевых цеолитов в вертикальных разрезах осадочных толщ. Докл. АН СССР, т. 141, № 2, 1961.
- Запорожцева А. С. и Кравцова А. И. Гидрогетит-лептохлоритово-каолинитовые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 89, 1956.
- Коссовская А. Г. и Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенных породах. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1960.
- Крылова Н. М. Метод определения степени метаморфизма гумусовых углей по показателям преломления. Докл. АН СССР, т. 95, № 4, 1952.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Пчелина Т. М. Литолого-петрографическая характеристика мезозойских пород Сантарского района Ленского бассейна. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 112, 1960.
- Рожкова Е. В., Ершова К. С., Андрусенко Н. И. О воде в цеолитах. Минеральное сырье. Всес. ин-т минерального сырья, № 6, 1962.
- Станов В. В. Метаморфизм углей. В сб. Химия и генезис твердых горючих ископаемых. Тр. I Всес. совещ. Изд. АН СССР, 1953.
- Страхов Н. М. и Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, т. 1, 1961.
- Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит., М., 1961.
- Треггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Гос. научн.-технич. изд., М., 1958.
- Яхонтова Л. К. Ломонтит из Дашкесана. Вестн. Моск. ун-та, № 8, 1950.
- Coombs D. S., Fillis A. E., Fyfe W., Taylor A. The zeolite facies, with Comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochim. et cosmochim. acta, J. Geochim. Soc., v. 17, № 1/2, 1959.
- Packham G. a. Crook K. The principle of diagenetic facies and some of its implications. J. Geol., v. 68, № 4, 1960.
- Strunz H. u. Tennyson Ch. «Polymorphie» in der Gruppe der Blätterzeolithe. Neues Jahrb. Mineral., H. 1, 1956.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
1.VI.1963

УДК 553.667 : 551.762.3+551.763.1 (571.5)

К ИСТОРИИ ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮД В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. А. ДРИЦ, В. А. АЛЕКСАНДРОВА

На материале угленосных свит Вилюйской впадины и обобщения литературных источников прослежена история биотитовых слюд в осадочных породах. Выявлена различная гамма промежуточных фаз, образующихся при разложении биотита и дисперсных гидробиотитовых гидрослюд в условиях диагенеза и эпигенеза осадочных пород.

1. Общие замечания

Вопрос о том, насколько глинистые минералы способны отражать условия среды образования, является дискуссионным. Одни исследователи склонны считать их преимущественно обломочными (Ратеев, 1958; Страхов, 1960; Weaver, 1958, 1960), другие — преимущественно образованными в диагенезе (Петров, 1958; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Гримм, 1956; Коссовская, Шутов, 1958; Коссовская, 1962). В последнее время эти две крайние концепции стали сближаться, но вопрос все же остается нерешенным. Еще менее ясна история глинистых минералов в эпигенезе. Имеется ряд данных, свидетельствующих об исчезновении монтмориллонита при значительных глубинах погружения пород (Burst, 1960; Powers, 1960). Установлено, что каолинит в процессе глубинного эпигенеза преобразуется в диккит (Шутов, Далматова, 1962). Отмечено, что глинистые породы додевонского возраста имеют в общем более простой состав, чем последевонские (Weaver, 1960).

Авторы полагают, что наиболее надежные сведения о происхождении и истории глинистых минералов можно получить, если изучать последние в совокупности и как бы «на фоне» детального фациально-палеогеографического и петрографического анализов определенных терригенных толщ или формаций.

Наибольший интерес в данном случае могут представлять паралические и, в частности, угленосные или эвапоритовые толщи, где в разрезе наблюдаются многократные смены разнообразных фациальных обстановок. При установлении однотипности первичного терригенного материала, наступавшего в бассейне при формировании толщи (что выясняется путем детального изучения ассоциаций породообразующих и аксессуарных обломочных минералов песчано-алевритовой размерности), оказывается возможным судить, насколько будет зависеть состав глинистого вещества от разных фациальных обстановок и скорости осадконакопления.

Существенно подчеркнуть при этом, что глинистые минералы как глины, так и цемента песчаников должны изучаться как один из парагенетически связанных компонентов терригенной породы, а не как «самостоятельные» образования.

Проведенное подобным образом исследование позволило авторам установить общие черты преобразования одного из наиболее первично распространенных минералов глин — триоктаэдрических гидрослюд* — в условиях различных фациальных обстановок при диагенезе, начальном и глубинном эпигенезе.

Изучению подвергались мезозойские отложения, расположенные в зоне сопряжения двух структурных областей — краевой части Сибирской платформы и Верхояно-Колымской геосинклинали. В качестве объекта были выбраны отложения угленосной формации (I_3 —Сг), выполняющие Вилюйскую впадину и Приверхоанский прогиб. Изучались породы двух разрезов: платформенного, где мощность формации 500 м, и Приверхоанского прогиба, где мощность формации равна 3500 м, и породы интенсивно дислоцированы.

Формирование угленосной формации (I_3 —Сг) в пределах рассматриваемой территории происходило в сходных фациальных условиях, а питание обломочным материалом осуществлялось из одного источника. Таковым являлись: в первую половину — архейский кристаллический комплекс Алданского щита, во вторую — этот же комплекс Станового хребта. Породы обоих разрезов совершенно сходны по составу: в нижней части разреза это альбит-микроклиновые аркозы, в верхней — олигоклаз-андезиновые аркозы с характерными комплексами акцессорных минералов-индикаторов (типы гранатов, цирконов и др.), позволяющих, с одной стороны, очень точно увязать разрезы между собой и, с другой — установить тесную связь с определенными материнскими породами (Косовская, 1959, 1962).

Как показывает характер обломочного материала (обилие свежих плагиоклазов, массовое распространение биотита, а в верхней половине и других фемических минералов), размыту подвергались кристаллические породы, почти не измененные процессами выветривания. Это говорит о том, что в составе первичной глинистой мути роль собственно глинистых минералов была ничтожной. Основную часть мути составляли биотитовые гидрослюды. Следует подчеркнуть, что биотит является одним из важнейших породообразующих минералов кристаллических материнских пород, при почти полном отсутствии мусковита. В обломочных породах биотит составляет иногда до 20—25% состава песчано-алевритовых пород; тонкодисперсные чешуйки его слагают основную массу некоторых глин.

Изучению подвергался следующий материал: 1) обломочные пластинки биотита на разных стадиях разложения; 2) глинистое вещество цемента песчаников, переполненных измененным аморфизированным биотитом, за счет которого, в значительной степени, образовывался хлоритоподобный цементирующий минерал; 3) глины платформенного и геосинклинального разрезов, относящиеся к разнообразным фациальным обстановкам (прибрежно-морским, озерным, речным, застойных водоемов, болот и т. д.).

2. Преобразования биотита в песчаных породах

Изменения биотита, подробно изученные микроскопически, позволили установить две разные линии его переработки в породах платформенной и геосинклинальной областей. Первый этап переработки постоянен в породах обоих разрезов: нарушается кристаллическая форма минерала, пластинки его разбухают, деформируются, расщепляются

* В кристаллических породах биотитовые слюды распространены значительно шире чем мусковитовые.

на отдельные волокна, что сопровождается изменением оптических свойств — понижением двупреломления и светопреломления и приобретением зеленоватой окраски. В дальнейшем изменения обломочного биотита идут различно. В породах платформы наблюдается постепенное изменение биотита вплоть до перехода его в каолинит. В породах геосинклинали наблюдается преобразование биотита в перемежающиеся пакеты хлорита и мусковитоподобного минерала. В общем, видоизменения биотита и образующиеся за счет него минералы соответствуют составу цементирующей массы песчаников и переслаивающихся с ними глин (Коссовская, Шутов, 1955).

Таблица 1

Характеристика химического состава, оптических свойств и удельных весов биотитов

Тип изменения биотитов		Изученные образцы			Материалы Уолкера (Walker, 1949)			
		Биотит I	Биотит II	Биотит III	Свежий биотит	Биотит I стадии изменения	Биотит II стадии изменения	Биотит III стадии изменения
Оптические свойства	<i>Np</i>	1,646—1,638	1,642—1,633	1,630—1,618	1,621	1,624	1,598	—
	<i>Nm—Ng</i>				1,678	1,679	1,644	1,635
	<i>Ng—Np</i>				0,057	0,055	0,046	—
Удельный вес		2,99—2,92	2,80—2,92	2,80—2,67	—	—	—	—
Химический состав	SiO ₂	28,93	28,15	—	34,97	38,13	—	—
	TiO ₂	1,33	0,75	—	5,64	4,79	—	—
	Al ₂ O ₃	19,05	17,51	—	15,30	15,88	—	—
	Fe ₂ O ₃	3,51	13,67	—	2,81	18,88	—	—
	FeO	20,19	9,22	—	21,23	2,99	—	—
	CaO	1,31	0,39	—	1,09	1,22	—	—
	MgO	11,44	10,55	—	8,83	4,92	—	—
	Na ₂ O	0,18	0,17	—	0,27	0,46	—	—
	K ₂ O	3,30	1,46	—	7,17	3,66	—	—
	H ₂ O ⁺	—	11,81	—	3,03	6,70	—	—
	H ₂ O ⁻	—	4,39	—	0,31	2,38	—	—

Для выяснения характера преобразования биотита на первом этапе его переработки из песчаников электромагнитной сепарацией и разделением в тяжелых жидкостях были выделены пластинки минерала, находящиеся на разных ступенях разложения. Характеристика удельных весов, оптических свойств и химического состава биотитов трех типов в порядке их возрастающей измененности дана в табл. 1. Здесь же приводятся для сравнения данные Уолкера 1949, изучавшего стадийные изменения биотита в профиле выветривания почв.

Рентгеноструктурное изучение биотитов I, II, III дает следующую картину (табл. 2). Хотя биотит I оптически изменен сравнительно слабо (минерал имеет сильное двупреломление и плеохроирует от темно-коричневого до светло-коричневого), на рентгенограмме, наряду с линиями собственно биотита, видны довольно сильные линии хлорита (целочисленная серия от $d(00) = 14 \text{ \AA}$, не изменяющаяся после насыщения глицерином и прокаливании образца). В биотите II содержание хлорита существенно возрастает. Биотит III отличается от биотитов I, II зеленовато-бурой окраской, но сохраняет сильный плеохроизм и высокое двупреломление; тем не менее, рентгенограмма минера-

ла имеет совершенно хлоритовый характер; рефлексы слюды очень слабые.

Сравнивая характер эпигенетического изменения изученных биотитов с данными Уокера, можно наметить их некоторые отличия. При выветривании, еще на первой стадии изменения, осуществляется энергичное окисление закисного железа и удаление из структуры половины MgO ; существенной структурной перестройки при этом не происходит: вместо рефлекса (001) с $d=10 \text{ \AA}$ появляется широкая полоса с краями $11,9 \text{ \AA}$, свидетельствующая о разрушении части слоев биотита. Появление рефлекса около 14 \AA , принадлежащего вермикулиту, отмечается Уокером только для биотитов, находящихся на 3-й стадии разложения.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (в \AA) и относительные интенсивности отражений на рентгенограммах биотитов*

Биотит I				Биотит II		Биотит III		Биотит I				Биотит II		Биотит III	
природный		прокаленный		природный		природный		природный		прокаленный		природный		природный	
I	d (00l)	I	d (00l)	I	d (00l)	I	d (00l)	I	d (00l)	I	d (00l)	I	d (00l)	I	d (00l)
6	14,3	4	27,0	9	14,2	10	14,0	1	4,1			10	3,56	9	3,54
8	10,0	8	13,8	5	10,0	2	9,8	8	3,58			3	3,38	2	3,38
1	8,9	10	9,9	10	7,1			7	3,38	9	3,38	3	2,84	4	2,84
8	7,2			2	5,8	9	7,16	1	2,82			7	2,47		
2	5,8			3	5,0			8	2,48			9	2,00	3	2,00
2	4,9			4	4,7	7	4,65	5	2,01	9	1,550	8	1,547	8	1,545
								9	1,547	9	1,550	8	1,547	2	1,515

* Рентгенограммы образцов биотитов природного, насыщенного КОН и глицерином совпадают.

В образцах биотитов, изученных авторами, окисление железа происходило значительно менее энергично, магний почти не выносился, удаление же K_2O происходило так же интенсивно, как при выветривании. По содержанию K_2O биотит I может быть сравним с биотитом первой стадии выветривания Уокера.

Характерной особенностью эпигенетического изменения биотита является образование не вермикулита, как при выветривании, а хлорита. Это подтверждается поведением рефлекса $d=14\text{\AA}$ — минерала при насыщении $KOH+KCl$ и при прокаливании до 700° (табл. 2). Появление хлорита вместо вермикулита объясняется, по-видимому, гораздо более медленным течением процесса и значительно меньшей активностью водообмена в эпигенезе по сравнению с выветриванием. Отсутствие свободного доступа кислорода определяет значительно меньшую интенсивность окисления закисного железа.

Динамика перестройки структуры биотита рисуется в следующем виде. Переход Fe^{+2} в Fe^{+3} создает избыток положительных валентностей, которые компенсируются за счет удаления из межслоевых позиций наименее прочно связанного K^{+1} , а из октаэдров — части Mg^{+2} , и, очевидно, железа. В условиях слабого водообмена Mg^{+2} замещает в межслоевых позициях K^{+1} с формированием бруситового слоя. В результате образуется хлоритовый минерал, роль которого возрастает по мере возрастания степени разрушенности биотита.

Удаление части Mg^{+2} и переход Fe^{+2} в Fe^{+3} в октаэдрических позициях приводит к начальному появлению слоев диоктаэдрической гидрослюды; не исключена возможность, что при этом происходит также

заселение части октаэдров Al^{+3} . Образование диоктаэдрической гидрослюды фиксируется по появлению рефлекса с $d(060) = 1,50 \text{ \AA}$, иногда связанного постепенным переходом в виде широкой полосы $d = 1,54 \text{ \AA}$. Как некоторое проявление слабой «вермикулитизации» биотита можно рассматривать интересный факт появления в разложенных образцах специфического компонента, состоящего из упорядоченного чередования хлоритового и «вермикулитоподобного» слоев, дающих на рентгенограммах целочисленную серию с $d(001) = 28,6 \text{ \AA}$. Наиболее подробно природу этого минерала (названного нами сангаритом) удалось изучить в глинистом веществе цементирующей массы песчаников, из которых был выделен биотит (табл. 3, 4, 5).

3. Сангарит-упорядоченный смешаннослойный минерал в цементе песчаников

Описываемый минерал является основным компонентом цементирующей массы песчаников, где он присутствует совместно с небольшим количеством диоктаэдрической слюды, тонкодисперсного альбита и кварца. Минерал окрашен в зеленоватый цвет, не плеохроирует, показатель преломления пластин, лежащих на базисе, равен 1,618—1,620, двупреломление низкое. Минерал облекает терригенные зерна в виде тонких каемок шириною 0,01—0,02 мм; каемки имеют иногда крустификационное строение и состоят из мельчайших, слабо поляризующих, неделимых, ориентированных перпендикулярно поверхности обломочных зерен; в центральных участках пор образует тонкоагрегатные пластинчатые скопления. Микроскопически минерал не отличим от хлорита. Центральные части пор иногда бывают заняты агрегатами халцедона или бесцветной сильно поляризующей гидрослюдой диоктаэдрического типа. Химический анализ цементирующей массы песчаников, где основная роль принадлежит описываемому минералу, приведен в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав сангарита

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	C	CO ₂
33,8	1,56	18,38	7,57	15,15	1,32	9,11	0,48	2,05	10,33	0,19	0,2

Небольшое содержание K₂O говорит о присутствии некоторого количества гидрослюды, что видно микроскопически и подтверждается данными рентгеновского анализа.

Детальная характеристика исследуемого минерала была получена при помощи рентгеноструктурного анализа. Экспериментальные условия исследования образцов были следующими. Съемка проводилась на фильтрованном Со-излучении в камере ВРС-114. Образец в виде тонкой и узкой пластинки из хорошо ориентированных по базальной плоскости частиц колебался в процессе экспонирования относительно направления первичного пучка $\pm 20^\circ$. Рентгенограммы фотометрировались на самопишущем микрофотометре МФ-4. Интенсивности рефлексов оценивались по площади соответствующих пиков на микрофотометрической кривой. Для каждого отражения значение интенсивности находилось как среднее величин, полученных в результате трехкрат-

ного фотометрирования нескольких рентгенограмм. При переходе от интенсивностей к структурным факторам учитывался лишь множитель интегральности $(1 + \cos^2 2\theta) / \sin^2 \theta$.

О наличии в исследованных образцах минерала с упорядоченной смешаннослойной структурой свидетельствуют фиксируемые на рентгенограммах 20 порядков базальных отражений 001. Минерал триоктаэдрического типа, так как $d(060) = 1,544 \text{ \AA}$ (табл. 4). Отличие этого минерала от других известных смешаннослойных образований такого типа (Brindley, 1956; Bradley, 1956; Lipmann, 1954, 1956; Sudo, 1954) состоит в том, что он не содержит разбухающих межслоевых промежут-

Таблица 4

Изменение значений межплоскостных расстояний (в \AA) при различной температурной обработке сангарита

00l	Природный	Прогрет при 450°C	Прогрет при 650°C	Прогрет при 750°C
001*	—	28,8	28,5	28,0
001	28,8	24,2	23,0	20,0
002*	—	14,3	14,2	14,1
002	14,3	12,0	11,6	10,2
003	9,5	8,0	7,65	6,5
004*	—	7,14	—	—
004	7,14	6,0	—	4,85
005	5,76	4,80	4,64	3,30**
006	4,77	4,00	—	3,17
007	—	3,47	—	—
	—	3,30**	3,30**	—
008	3,58	2,99	2,90	—
	3,30	—	—	—
009	—	2,66	—	—
0010	2,87	2,40	—	—
0012	2,38	2,00	—	—
0014	2,045	—	—	—
0016	1,795	—	—	—
0018	1,595	—	—	—
0020	1,435	—	—	—
060	1,544	1,544	1,544	1,544
060	1,507**	1,507**	1,507**	1,507**

* Линии, относящиеся к двухслойному хлориту.

** Слабые отражения с $d = 3,30$ и $1,507 \text{ \AA}$ принадлежат гидрослюде.

ков, так как насыщение образца глицерином не изменяет характера рентгенограмм.

После прокаливания образца при 350° в течение 2-х час. значение основного межплоскостного расстояния $d(001)$ уменьшается до 24 \AA , но уже через сутки образец регидратирует и $d(001)$ становится равным вновь 28 \AA . Прокаливание образца при 450° в течение 2 час. также приводит к уменьшению $d(001)$ до 24 \AA , но реакция уже необратима. В результате прогрева до 650° $d(001)$ становится равным $23,2 \text{ \AA}$. Во всех случаях целочисленная серия базальных отражений сохраняется (табл. 4).

Из приведенных выше данных можно предположить, что структура исследуемого минерала содержит пары тальковых слоев, соединенных бруситовой сеткой. Эти пары слоев разделены молекулами воды и катионами, образующими межслоевые промежутки, близкие по природе к вермикулитовому типу. Высота элементарной ячейки такой структуры, слагаемая из высот двух тальковых слоев ($\approx 18,6 \text{ \AA}$) бруситовой

сетки ($\approx 5 \text{ \AA}$) и «вермикулитового» межслоевого промежутка $\approx 5 \text{ \AA}$, и будет порядка 29 \AA .

Данные, подтверждающие правильность выбранной модели структуры исследуемого минерала, были получены при помощи одномерного синтеза Фурье.

Исходя из общих кристаллохимических сведений о структуре слоистых силикатов и, в частности, о структуре хлоритов (Robinson, Brindley, 1948) и вермикулитов (Mathison, Walker, 1954), нетрудно ориентировочно определить координаты атомов, их тип и число на элементар-

Таблица 5

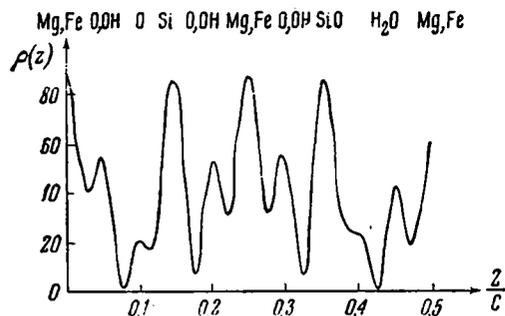
Экспериментальные значения интенсивностей и структурных факторов для природного и прогретого при 450°C сангарита

00l	Природный		Прогретый при 450°C		00l	Природный		Прогретый при 450°C	
	I	F_Σ	I	F_Σ		I	F_Σ	I	F_Σ
001	63	29	36	-12	008	100	110	18	-26
002	110	-52	76	-25	009	—	—	3	-10
003	30	34	40	22	0010	50	-87	2	10
004	60	60	4	8	0012	2	18	7	22
005	10	27	20	20	0014	16	64	—	—
006	60	72	3	10	0016	3	30	—	—
007	—	—	27	28	0018	3	-38	—	—
					0020	30	118	—	—

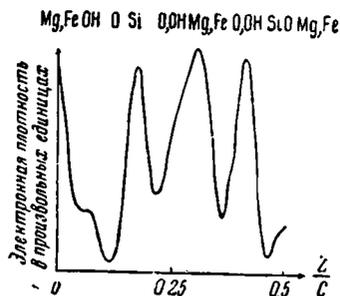
Примечание. Знаки F_Σ заимствованы из расчета для заданной модели структуры.

ную ячейку. Исключение составляют ионы, занимающие октаэдрические и межслоевые положения, о которых известно лишь то, что они в основном двувалентные, т. е. относятся преимущественно к Mg, Fe^{2+} .

Тем не менее, этих данных достаточно, чтобы определить путем расчета структурные факторы (F_T) для заданной модели структуры.



Фиг. 1. Распределение электронной плотности вдоль оси c^* в структуре природного сангарита



Фиг. 2. Распределение электронной плотности вдоль оси c^* в структуре прокаленного сангарита

В табл. 5 приведены значения экспериментальных структурных амплитуд со знаками, определенными для F_T .

На основании этих данных был построен синтез Фурье, результаты которого в общем подтвердили справедливость намеченной выше модели структуры изучаемого минерала. На фиг. 1 приведена кривая распределения электронной плотности вдоль оси c^* , полученная в результате построения синтеза Фурье. На фиг. 2 приведена аналогичная кривая

распределения электронной плотности вдоль оси c^* , полученная для образца, прогретого при 450° .

Как и следовало ожидать, в результате нагревания происходит удаление молекул воды из межслоевого промежутка «вермикулитового» типа и несколько уменьшается высота пика, отвечающая положению бруситовой сетки (ср. фиг. 1 и 2).

Необходимо отметить, что природа межслоевых промежутков в исследуемом минерале отличается от межслоевых промежутков истинных хлоритов и вермикулитов.

Известно, что кипячение триоктаэдрического вермикулита в растворе нитрата аммония или КОН приведет к замещению обменных ионов ионами NH_4^+ или K^+ ; высота ячейки при этом уменьшается до $10,5\text{--}10,2 \text{ \AA}$. Обработка исследуемого минерала нитратом аммония и КОН не дала заметных изменений в положении рефлексов на рентгенограмме, что обусловлено, по-видимому, более прочными, по сравнению с обычным вермикулитом, силами связи ионов с водой и тальковым слоем, а также, возможно, тем, что межслоевые промежутки заселены ионами Fe.

С другой стороны, характер сил связи бруситовой сетки и тальковых слоев в структуре данного минерала также отличается от аналогичных сил связи в структуре хлоритов.

Об этом свидетельствует эффект нагревания до 750° . В структуре магнизальных хлоритов (Brindlev, 1950) при нагревании до 700° происходит разрушение примерно $2/3$ бруситовой сетки, но величина $d(001)$ существенно не изменяется, что свидетельствует о сохранении периодичности структуры вдоль оси c с периодом 14 \AA . В случае исследованного минерала бруситовая сетка сохраняется лишь до 700° . Нагревание образца до 750° приводит к появлению серии отражений от $d(001) = 20 \text{ \AA}$, т. е. разрушение бруситовой сетки сопровождается сближением тальковых слоев, которые она соединяла.

Таким образом, эффект прокаливания при различных температурах и насыщение образца ионами NH_4 свидетельствуют, что в структуре исследуемого минерала характер связей бруситовой сетки с тальковыми слоями уже не хлоритовый, а природа межслоевого промежутка еще не вермикулитовая.

Такие минеральные образования с высотой элементарной ячейки 28 \AA и неизвестным ранее типом связи межслоевых и тальковых слоев мы предлагаем назвать сангаритом.

В заключение необходимо отметить, что в исследуемых образцах присутствует в сравнительно небольших количествах еще один тип смешаннослойной структуры с периодом $28,8 \text{ \AA}$, который не изменяется в результате насыщения образца глицерином, ионами NH_4K и после прокаливания до 750°C .

В данном случае имеем дело со своеобразными хлоритами, у которых элементарная ячейка образована двоянными хлоритовыми слоями, отличающимися своими структурными факторами. Последнее может быть обусловлено тем, что в структуре минерала хлоритовые слои, заселенные преимущественно Mg, упорядоченно чередуются через слой со слоями, заселенными преимущественно Fe. Другими словами, эффект изменения структурных факторов слоев обусловлен явлением, которое можно назвать *упорядоченным изоморфизмом в хлоритах*.

Эти двуслойные хлоритовые образования выявляются на рентгенограммах образцов по наличию отражений с $d=28$ и $14,3 \text{ \AA}$, не изменяющихся при температурной обработке образца.

Отметим, что необычно высокая величина пика при $Z = 0,5$ на син-

тезе Фурье (рис. 2) обусловлена, вероятно, присутствием в образце специфических хлоритов с упорядоченным изоморфизмом в структуре.

Вышеизложенные, а также литературные материалы (Bradley, Weaver, 1956; Earley, Brindley, 1956; Lippmann, 1954; Stephen, Mac-Ewan, 1949; Subo, 1959; Brown, 1961) свидетельствуют, что в природе, по-видимому, очень широко распространены глинистые образования со свойствами, промежуточными между нормальным хлоритом и монтмориллонито-вермикулитовыми минералами.

В результате различных обработок межслоевые промежутки этих переходных образований приобретают способность либо сжиматься, либо разбухать в зависимости от природы и степени нарушений бруситового слоя. Такие хлоритоподобные фазы с «подвижным» элементом структуры мы предлагаем называть «подвижными» хлоритами или «псевдохлоритами». Этот термин является более общим по сравнению с термином «разбухающий хлорит», предлагаемым Мак-Юэном, (Lippmann, 1956), так как включает возможность как разбухания, так и сжатия хлоритовых слоев при различных обработках, что и наблюдается в природе.

Есть основания предполагать, что «подвижные» хлориты являются стадийными продуктами изменения очень нестойких триоктаэдрических слюд.

4. Глины платформенного разреза

Глины платформенного разреза отличаются большим разнообразием состава. Можно выделить четыре основных типа, связанные друг с другом постепенными переходами: 1) многокомпонентные глины с сохранившейся триоктаэдрической гидрослюдой, 2) многокомпонентные глины без триоктаэдрической гидрослюды, 3) преимущественно монтмориллонитовые глины, 4) преимущественно каолиновые глины.

1. В составе многокомпонентных глин первого типа, помимо триоктаэдрической гидрослюды, присутствуют: хлорит, фаза, переходная от триоктаэдрической слюды к хлориту, небольшое количество диоктаэдрической слюды и каолинита. Из неглинистых минералов установлены тонкодисперсный альбит и кварц. Альбит индицируется по характерным тонким и четким линиям с $d=6,4; 4,04; 3,72, 3,2$ Å. Интенсивность линий хорошо коррелируется как в описываемых образцах, так и в других типах глин с содержанием Na_2O .

Триоктаэдрическая слюда диагностируется по сочетанию сильных линий с $d_{(001)} = 10$ Å и $d_{(060)} = 1,537$ Å. Линия средней интенсивности с $d_{(060)} = 1,49$ Å исчезает при прокаливании, что говорит о принадлежности ее каолиниту; о присутствии последнего свидетельствует также линия с $d=7$ Å, более интенсивная, чем рефлекс с $d_{(001)} = 14$ Å, приналежащий хлориту (табл. 6, 7).

Легко устанавливается сходство состава глинистых минералов данной ассоциации с продуктами разрушения биотита (табл. 2). Специфической особенностью является присутствие переходной фазы между триоктаэдрической слюдой и хлоритом, которая выявляется на рентгенограмме по наличию непрерывного фона повышенной интенсивности между рефлексами с $d=14$ и 10 Å. При насыщении глицерином фон исчезает и оба рефлекса делаются более контрастными; при кипячении в 1 N растворе $\text{KOH} + \text{KCl}$ в течение 6 час. также наблюдается исчезновение центральной части фона и усиление линии с $d=10$ Å.

Полученные данные позволяют считать, что переходная фаза представляет совокупность в различной степени разрушенных гидратированных и хлоритизированных пакетов биотита, часть которых при обработке $\text{KOH} + \text{KCl}$ приобретает вновь биотитовый характер. Сохранение некоторого фона в области рефлекса с $d=14$ Å свидетельствует о

наличии пакетов и другого типа, утративших уже слюdistый характер и не способных сжиматься при насыщении калием, но и не перешедших еще полностью в хлорит. При насыщении глицерином межслоевые промежутки этих пакетов способны поглощать одну молекулу глицерина.

О присутствии диоктаэдрической слюды так же, как в разложенных биотитах, говорит четко проявляющаяся после прокаливания широкая полоса в области рефлекса (060), идущая от $d = 1,54$ до $1,50 \text{ \AA}$.

2. Многокомпонентные глины без триоктаэдрической гидрослюды (обр. 1142, 1108, 1181) характеризуют как бы следующий этап переработки триоктаэдрических гидрослюд. Реликты собственно биотита в глинистом веществе уже отсутствуют, равно как и фаза, переходная от триоктаэдрической слюды к хлориту. Отчетливо выражены хлорит, монтмориллонит, диоктаэдрическая гидрослюда и каолинит (табл. 7). Появляется новый тип переходной фазы: от хлорита через разбухающий хлорит к монтмориллониту. О присутствии двух типов хлорита говорит тот факт, что линия с $d = 14 \text{ \AA}$ на рентгенограммах прокаленных образцов усиливается так резко, что это можно объяснить лишь сжатием до 14 \AA части слоев, давших при насыщении глицерином $17,7 \text{ \AA}$ (т. е. часть этих слоев принадлежит монтмориллониту, а часть — разбухающему хлориту).

Глины описываемого типа связаны постепенным переходом с монтмориллонитовыми глинами. В этом случае в них присутствует весь набор перечисленных минералов, но преобладающее значение приобретают монтмориллонит и разбухающий хлорит.

Глины многокомпонентного состава полифазильны и приурочены к разнообразным фа-

Таблица 6

Химический состав глин платформенного разреза (фр. <math><0,001 \text{ м.м.}</math>)

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	S	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	C	CO ₂	Сумма	Кварц
1661	50,68	18,72	5,56	3,52	1,00	0,92	4,24	0,11	3,05	1,46	4,12	5,92	0,19	Нет	99,49	2,44
1659	50,04	19,28	6,57	3,43	1,00	0,66	4,28	0,11	3,02	1,17	4,64	5,42	0,30	Нет	99,92	2,56
1142	51,28	23,11	3,11	2,28	0,70	1,08	2,69	0,12	3,10	0,97	4,64	6,18	—	—	99,26	8,20
1108	53,90	24,02	2,47	0,99	0,80	0,92	2,06	0,14	2,53	0,82	5,34	6,12	—	—	100,11	4,00
1132	53,48	20,00	3,82	1,18	0,90	1,32	3,29	0,03	1,89	0,32	8,92	4,91	—	—	100,06	0,24
1533	55,22	19,39	3,65	1,12	0,70	0,42	2,64	0,22	0,91	0,44	9,32	5,04	—	—	99,07	0,60
1541	48,98	29,99	1,68	1,09	1,70	0,34	1,54	0,41	1,34	0,38	2,82	9,34	—	—	99,61	5,60
1169	47,34	33,69	1,43	1,42	1,40	0,46	0,56	0,21	0,50	0,27	2,16	10,78	—	—	99,31	2,96

Обр. 1661, 1659 — многокомпонентные глины с триоктаэдрической слюдой.

Обр. 1142, 1108 — многокомпонентные глины без триоктаэдрической слюды.

Обр. 1132, 1533 — монтмориллонитовые глины.

Обр. 1541, 1169 — каолинитовые глины.

Таблица 7

**Межплоскостные расстояния (в Å) и относительные интенсивности отражений 00l
на рентгенограммах многокомпонентных глин**

Образец 1661 (1659)								Образец 1142 (1108)					
природный		насыщенный глицерином		обработанный KCl и KOH		прогретый		природный		насыщенный глицерином		прогретый	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6 фон	14,1	6	14,0	6	14,0	5	13,8	10	14,2	10 фон 5	17,7 14,0	10,0	13,8
		3	10,0	4	10,0	7	10,0	7	9,9			3	10,0
10	7,16	10	7,16	8	7,16			8	7,15	3	8,8		
1	4,9	2	4,9	3	4,9	3	4,9	2	4,9	3	7,15		
3	3,51	4	3,55	4	3,56			4	3,56	4	5,9		
10	3,33	10	3,33	10	3,33	10	3,35	8	3,36	10	3,56	8	3,22
8	1,537					8 фон	1,537	4	1,540	6	3,36	3	1,537
6	1,490					4 фон	1,500	10	1,498	3	1,542	5	1,500

циальным обстановкам от континентальных до прибрежно-морских. Общей чертой многокомпонентных глин является приуроченность их к обстановкам относительно быстрого осадконакопления и соответственно короткого периода диагенеза, при котором не успевала завершиться достаточно полная и однородная переработка первичного вещества триоктаэдрических гидрослюдов. Глины с реликтами триоктаэдрических гидрослюдов тяготеют преимущественно к приморским фациям; увеличение роли каолинита связано с континентальными обстановками.

3. Монтмориллонитовые глины часто бывают близки к мономинеральным образованиям.

Таблица 8

**Межплоскостные расстояния (в Å) и относительные интенсивности отражений 00l
на рентгенограммах монтмориллонитовых и каолинитовых глин**

Образец 1533 (1132)								Образец 1541 (1169)					
природный		насыщенный		обработанный KOH		прогретый		природный		насыщенный		прогретый	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	28,0	5	36,0	4	28,0	4ш {	24,0 20,0	5	29,0	5	32,0	3ш	24,0
		10	17,4					8ш	17,9				
5ш	14,0	1	13,8	5ш	14,0			6ш {	15,0 12,0	2	14,1	3	13,8
		3	12,0			4	10,2			5	10,0	8	10,0
2ш	9,7	8	8,8	2ш	9,7	8	9,6	5	7,14	2	8,7		
2	7,1	4	7,1	2	7,1			5	7,14	5	7,14	3	7,1
		6	5,85					2	5,9	2	5,9		
2	5,1	2	5,1	2	5,1			3	5,1	2	5,1	5	5,0
		8	4,42			3	4,8	3	4,74	2	4,74		
6	3,54	7	3,50	6	3,54			5	3,56	5	3,56		
						10	3,22	10	3,33	10	3,33	10	3,33
		5	2,93					7	2,37	7	2,37		
4	1,540	3	1,541	4	1,540			4	1,99	3	1,99		
10	1,497	10	1,497	10	1,497			3	1,540	3	1,542	3	1,537
								10	1,490	10	1,490	8	1,496

Условное обозначение: ш — широкая.

Характерной особенностью глин данного типа (обр. 1533, 1132) является присутствие, наряду с собственно монтмориллонитом, монтмориллонитоподобного компонента с двуслойной элементарной ячейкой с $d_{(001)} = 28 \text{ \AA}$, высота которой при насыщении глицерином увеличивается до 36 \AA , а при прокаливании возникает широкая полоса с $d_{(001)}$ в области до $24\text{--}22 \text{ \AA}$ (табл. 6, 8).

Генетическая связь монтмориллонитов с продуктами более ранней хлоритовой стадии разложения биотита выступает очень отчетливо. О ней прежде всего говорит наличие субпериода в структуре монтмориллонита, как бы «унаследованной» от двуслойного хлоритового минерала, описанного ранее. Появление на рентгенограмме прокаленного образца широкой полосы с $d = 24\text{--}22 \text{ \AA}$ также связано, вероятно, с незавершенной полностью переработкой двуслойного хлоритового минерала. Возможно, что в данном случае линии субструктуры обусловлены упорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и разбухающего хлорита.

Следует отметить, что при 6-часовом кипячении в $1N$ растворе $\text{KOH} + \text{KCl}$ и последующем высушивании при 70° не происходит сжатия монтмориллонитовых слоев до 10 \AA и на рентгенограмме сохраняется рефлекс с $d = 14 \text{ \AA}$. Полученные данные ставят под сомнение универсальность метода Уивера (1958) для определения первичного материала, из которого образовывались монтмориллониты. Вероятно, появление рефлекса в 10 \AA при обработке раствором $\text{KOH} + \text{KCl}$ будет иметь место только для монтмориллонитов, образовавшихся за счет диоктаэдрических слюд и унаследовавших структуру последних. Хлоритовая (или вермикулитовая) стадия, которую проходят биотиты при своем превращении в монтмориллонит, исключает, по-видимому, этот эффект.

Монтмориллонитовые глины приурочены к фациям приморских озер и лагун. Формирование их связано с медленным осадконакоплением и длительным периодом диагенеза, в течение которого осадок полностью перерабатывался и приходил в равновесие с окружающей его средой.

4. Каолинитовые глины представляют как бы заключительную стадию переработки первичного вещества триоктаэдрических гидрослюд. В наиболее чистых каолинитовых глинах (табл. 6, 8, обр. 1169) минерал составляет более 90% основной массы породы. Каолинит хорошо окристаллизован, и его рентгенографическая характеристика совпадает с данными для триклинного каолинита. Существенно подчеркнуть, что даже в наиболее чистых каолинитовых глинах всегда присутствует реликтовая хлоритово-монтмориллонитовая фаза с двуслойной упорядоченной структурой, подчеркивающая генетическую связь каолинитовых глин с исходным веществом (табл. 8).

Каолинитовые глины встречаются обычно в подошве угольных пластов, или переслаиваются с ними, и приурочены к фациям болот и зарастающих водоемов. Формирование их происходило в условиях очень медленного осадконакопления и длительного диагенеза в кислой среде, обусловившей глубокое разложение и переработку первичного материала триоктаэдрических гидрослюд.

5. Происхождение глин платформенного разреза

В глинах платформенного разреза можно проследить непрерывную гамму последовательных превращений биотита в процессе его разложения. Процесс этот идет сложно и преобразование одного минерального вида в другой осуществляется через ряд переходных фаз. Каждая пе-

реходная фаза представляет беспорядочное или упорядоченное чередование слоев изначального минерала и последующего продукта его разложения; зафиксированы следующие переходные фазы: триоктаэдрическая слюда — хлорит; хлорит — «подвижный» хлорит, «подвижный» хлорит — монтмориллонит. Почти каждый из компонентов, входящих в переходные образования, присутствует в глинах и в виде самостоятельной фазы. Нетрудно видеть, что все компоненты переходных фаз отличаются в основном последовательными изменениями в заполнении межслоевых промежутков, которые, в свою очередь, связаны с определенной перестройкой в октаэдрическом и тетраэдрическом слоях. Последовательность изменений в заполнении межслоевых промежутков можно представить следующим образом: 1) калий заменяется Mg, формирующим бруситовый слой (появление хлорита); 2) происходит постепенная гидратация и разрушение бруситового слоя (появление «подвижного» хлорита); 3) в межслоевых промежутках присутствуют только молекулы воды и катионов обменного комплекса (образование монтмориллонита). Изменения в октаэдрическом слое выражаются в выносе Mg^{+2} , Fe^{+2} (а также в частичном переходе последнего в Fe^{+3}), в замещении вынесенных катионов на Al^{+3} , высвобождающийся частично из тетраэдрических слоев минерала, а частично присутствующий в растворах за счет разложения нестойких обломочных минералов.

Помимо названных минералов, образуются каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда. Ни тот, ни другой минерал не встречены в виде переходных смешаннолистных фаз с другими компонентами.

Образование каолинита представляет заключительный этап разложения первичных слоистых минералов с разрушением их трехэтажной структуры и появлением двухэтажной структуры каолинита.

Следы появления диоктаэдрической гидрослюды отмечаются на рентгенограммах на очень раннем этапе изменения биотита. Характер перехода триоктаэдрической слюды в диоктаэдрическую пока не ясен, хотя микроскопически наблюдаемые образования бесцветной слюды по биотиту и характер рефлексов (060) на рентгенограммах говорят о постепенности этих превращений.

Многообразие продуктов переработки триоктаэдрических слюд, обуславливающее разнообразие состава глин в разрезе, определяется условиями их формирования и зависит: 1) от скорости осадконакопления, т. е. длительности пребывания осадка в зоне диагенеза, где он в большей степени успевает приспособиться к окружающим условиям; 2) от количества органического вещества, способствующего генерации углекислоты, увеличивающей интенсивность разложения глинистых минералов; 3) от интенсивности водообмена; 4) от степени «приспособленности» глинистых веществ к окружающей среде и др. Отмечается, что длительное сохранение однотипных условий и медленное течение процесса благоприятствует образованию переходных фаз с упорядоченными структурами. Это относится к двуслойному хлоритовому минералу, цементирующему массы песчаников, двуслойным монтмориллонитам и реликтам этих образований в каолинитовых глинах.

6. Глины геосинклинального разреза

Аргиллиты геосинклинального разреза отличаются многокомпонентным составом. Мономинеральные разности глин или аргиллитов практически отсутствуют. Редким исключением являются каолинитовые глины, подстилающие очень мощные угольные пласты (до 6—7 м), изредка встречающиеся в разрезе, переходном от платформы к геосинклинали.

В геосинклинальном разрезе, где мощность углей обычно не превышает 0,5—1 м, подугольные аргиллиты имеют многокомпонентный состав.

Среди аргиллитов геосинклинального разреза выделяются три минеральные ассоциации: 1) ассоциация с хлоритом и смешаннослоистыми образованиями монтмориллонит — гидрослюда; 2) хлорит — диоктаэдрически-гидрослюдистая ассоциация с реликтами переходной фазы; 3) ассоциация хлорита и диоктаэдрической гидрослюды.

Три перечисленные ассоциации аргиллитов не связаны с определенными фаціальными типами отложения. Распределение этих ассоциаций в разрезе контролируется только степенью эпигенетической переработки пород и они закономерно сменяют друг друга при движении вниз по разрезу.

1. Ассоциация глин первого типа (обр. 319, 328) характерна для верхней части разреза (до глубин 1500—1800 м). Минеральный состав довольно близок к платформенным многокомпонентным глинам (обр. 1142—1108 и др.), отличаясь от последних отсутствием монтмориллонита как самостоятельного компонента. О присутствии вместо монтмориллонита смешаннослоистой фазы монтмориллонит — гидрослюда свидетельствует появление на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином вместо рефлекса с $d_{(001)} = 17,7$ А рефлекса с $d_{(001)} = 16,4$ А с нецелочисленной серией рефлексов высоких порядков. При прокаливании на рентгенограммах появляется сильный рефлекс с $d_{(001)} = 10$ А (табл. 9, 10).

Появление этой переходной фазы можно рассматривать как начальный этап эпигенетической перестройки сформировавшегося в диагенезе монтмориллонита в диоктаэдрическую гидрослуду.

Таблица 9

Химический состав аргиллитов геосинклинального разреза

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	S	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	CO ₂	C	Сумма
319	47,06	22,76	7,28	1,80	0,84	0,08	1,00	2,40	0,84	0,50	6,76	7,85	0,10	1,47	100,64
328	48,44	24,30	4,82	2,10	0,82	0,10	0,68	2,32	1,29	0,26	5,48	8,19	0,12	1,09	100,01
578	43,20	21,65	7,18	7,05	1,20	0,16	0,80	6,20	2,41	1,56	3,28	5,16	0,10	0,78	100,73
363	44,82	20,29	5,23	7,18	1,10	0,16	1,40	5,73	2,96	1,03	3,92	6,11	0,12	0,52	100,57
539	46,10	20,77	3,24	5,89	1,10	0,15	1,46	5,51	3,39	1,00	4,50	4,68	0,54	0,81	100,14
518	42,60	19,02	6,27	7,79	1,60	0,14	0,72	7,40	1,37	1,35	4,76	7,44	Нет	0,47	100,93
475	46,82	23,03	0,48	9,21	1,70	0,18	1,32	3,87	3,99	1,22	2,72	2,61	0,14	1,99	99,31
456	44,02	22,15	6,39	5,30	1,40	0,15	0,14	3,02	4,36	1,12	3,06	0,29	0,29	1,20	99,90

Обр. 319, 328 — ассоциация хлорита и смешанно-слоистой фазы монтмориллонит — гидрослюда.
Обр. 578, 363 — ассоциация хлорит — диоктаэдрическая гидрослюда с реликтами триоктаэдрической слюды.
Обр. 539, 518, 475, 456 — ассоциация хлорит — диоктаэдрическая гидрослюда.

Таблица 10

Межплоскостные расстояния (в Å) и относительные интенсивности отражений на рентгенограммах глин геосинклинального типа

Образец 328 (319)						Образец 578 (363)								Образец 456 (475)			
природный		насыщенный		прогретый		природный		насыщенный		обработанный КОН		прогретый		природный		прогретый	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	14,0	10	16,4	4	14,0	8 фон	14,7	10	14,7	8	14,5	10	13,6	6	14,2	7	13,8
2	10,1	3	10,0	10	9,6			3	10,2	4	10,2	5	10,0	4	10,0	10	10,2
10	7,2	10	7,1			10	7,2	10	7,2			3	7,0	10	7,1		
1	5,0	1	5,7									2	5,0	3	4,9	4	4,93
			4,9	3	4,8	3	4,78	3	4,8	3	4,8			2	4,75		
5	3,56	7	3,58	10	3,56	10	3,56	10	3,58	10	3,57			8	3,52		
6	3,34	5	3,56	8	3,25	8	3,36	8	3,36	10	3,34			10	3,32	10	3,33
						2	2,84	4	2,84								
1	2,37	1	2,37			2	2,38	3	2,39								
2	1,544	2	1,544			7	1,552	7	1,550			4	1,545	4	1,544	3	1,545
8	1,490	8	1,490	1	1,500	5	1,510	5	1,510			5	1,508	8	1,504	8	1,502

2. Хлорит - диоктаэдрически - гидрослюдная ассоциация с реликтами переходной фазы характеризует аргиллиты более погруженных участков разреза. Основными компонентами являются хорошо окристаллизованный хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда (обр. 578, 363). В данной ассоциации можно уловить сходство с многокомпонентными глинами платформенного разреза с присутствием триоктаэдрических гидрослюдов (обр. 1661, 1659). О реликтах триоктаэдрических гидрослюдов в описываемых аргиллитах свидетельствует наличие сравнительно слабого фона между линиями с $d_{(001)} = 10$ и 14 Å, который исчезает при насыщении образца глицерином и кипячении образца в $1 N$ растворе $KOH + KCl$, т. е. ведет себя аналогично фону в обр. 1661. Отличие заключается в том, что если в обр. 1661 и 1659 гидрослюдистый компонент был представлен главным образом триоктаэдрической слюдой, то в данной ассоциации последняя присутствует лишь в виде реликтов, о чем свидетельствует упомянутый выше фон (между линиями с $d_{(001)} = 14$ и 10 Å). Гидрослюдистый компонент имеет в основном уже диоктаэдрический характер, о чем свидетельствует сильный рефлекс с $d_{(060)} = 1,51$ Å.

3. Ассоциация хлорита и диоктаэдрической гидрослюды характеризует не только все аргиллиты нижней половины угленосной формации Верхоянской геосинклинали (обр. 518, 539, 475, 456 и др.), но и является устойчивой ассоциацией глинистого вещества всех пород данного разреза мощностью свыше 1200 м от нижнего мела до перми (Коссовская, Шутов, 1958; Коссовская, 1962). При движении вниз по разрезу возрастает степень кристалличности хлорита и диоктаэдрической гидрослюды, сменяющейся в низах разреза собственно мусковитом и увеличивается размер чешуек минералов.

7. Происхождение ассоциации глинистых минералов в геосинклинальном разрезе

Как следует из приведенного материала, глинистое вещество в породах верхней части геосинклинального и переходного разрезов до глубины 1500 — 1800 м имеет близкий состав к многокомпонентным глинам платформ. Большая эпигенетическая измененность пород определяет отсутствие в них монтмориллонита как индивидуального компонента и появление начальных черт перестройки последнего в диоктаэдрическую гидрослюду (и хлорит?).

Однотипный многокомпонентный состав глинистого вещества пород геосинклинального разреза, характеризующий (за редким исключением) как подугольные аргиллиты, так и породы пачек переслаивания, формировавшиеся в различных фациальных обстановках, объясняется быстрым процессом осадконакопления в геосинклинали и коротким периодом диагенеза, в течение которого триоктаэдрические гидрослюды успевали пройти только первые стадии своей переработки (хлоритовую и хлоритово-монтмориллонитовую). Лишь в очень редких случаях длительного накопления торфяников, образовавших мощные пласты углей, в подошве последних происходило глубокое разложение материала, приводившее к появлению каолинита.

По мере движения вниз по разрезу состав ассоциации глинистого вещества как бы упрощается, и основными его компонентами делаются хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда; минералы с «подвижным» элементом структуры (монтмориллонит и различные переходные фазы со сжимающимися и разбухающими при различных обработках слоями) полностью исчезают.

Появление устойчивой в условиях повышающихся температур и давлений ассоциации хлорит — диоктаэдрическая гидрослюда связано уже с процессом эпигенеза и приспособлением глинистых минералов к новым термодинамическим условиям. Этот процесс осуществлялся, с одной стороны, путем дегидратации, и с другой — путем перестройки структур минералов и появлением новых, более устойчивых модификаций. Возникновение их тесно связано с общим ходом эпигенетической переработки обломочных пород и с петрографическим составом последних.

В зоне глубинного эпигенеза в результате всестороннего давления начинается структурная переработка песчано-алевритовых пород, выражающаяся в растворении под давлением всех зерен обломочного костяка, причем в первую очередь — нестойких минералов — фемических (пироксенов, амфиболов) и полевых шпатов. Высвобождающиеся при этом Mg, Fe, Al и щелочи используются глинистыми минералами для организации новых структур, устойчивых в условиях повышенных температур и давлений. Тип обломочного материала определит преимущественно развитие того или иного минерала со слоистой структурой.

Обилие фемических минералов обусловит преимущественное развитие хлорита. Высокое содержание FeO и MgO, наблюдающееся в аргиллитах угленосной формации Верхоянского разреза (табл. 9, обр. 578, 363, 539 и др.), значительно превышает содержание этих элементов в многокомпонентных глинах как платформенного, так и верхов геосинклинального разреза (табл. 6, 9, обр. 1661, 1659, 328, 319); обусловлено оно «использованием» глинистыми минералами железа и магния, выделяющихся при внутрислойном растворении пироксенов и амфиболов (реликтовые зубчатые формы зерен этих минералов — «петушки гребежки» — широко распространены в изученных породах).

Малая роль фемических минералов в составе пород обусловит преимущественное формирование диоктаэдрической слюды, использующей для своего образования калий, в достаточном количестве выделяющийся в условиях эпигенеза не только за счет разрушения калиевых полевых шпатов, но, как это показал Андреатта (Andreatta, 1954), и за счет кислых плагноклазов. Образование эпигенетических минералов со слоистыми решетками может в одних случаях происходить, видимо, за счет «восстановления» структуры глинистого минерала, который сам представляет продукт стадийных превращений тех же минералов в диагенезе; в других случаях может происходить постройка новых структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

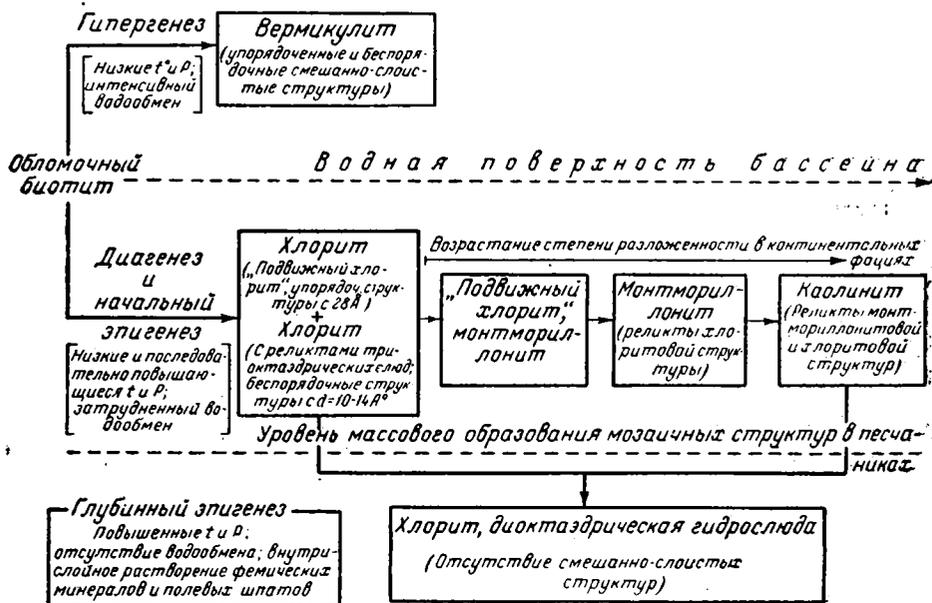
Полученные результаты и литературные материалы позволяют наметить особенности истории биотита в осадочных породах на разных стадиях их формирования. Схематически этот процесс изображен на фиг. 3.

Изменения биотита при выветривании выражаются в его вермикулитизации; процесс осуществляется через образование упорядоченных и неупорядоченных смешанно-слоистых структур. При продолжительном выветривании процесс разложения может идти до образования каолинита.

Изменения биотита при диагенезе и начальном эпигенезе — в континентальных и переходных к морским условиям — в какой-то мере сходны с изменениями биотита при выветривании, однако первым этапом изменения минерала является его хлоритизация, а не вермикулитизация. Связано это, по-видимому, с тем, что активность водообмена при диагенезе и начальном эпигенезе значительно слабее, чем при выветри-

вании, и сам ход преобразования минерала осуществляется значительно медленнее.

Начальная хлоритизация проявляется на очень ранних ступенях изменения, когда микроскопический минерал еще не обнаруживает признаков переработки; рентгеноструктурное изучение оптически совершенно свежих листочков биотита всегда показывало присутствие более или менее интенсивного рефлекса с $d=14 \text{ \AA}$.



Фиг. 3. Схематическое изображение процесса превращения биотита в осадочных породах на разных стадиях их формирования

В дальнейшем можно проследить гамму изменений биотита через хлорит — «подвижный хлорит» — монтмориллонит вплоть до каолинита. Процесс осуществляется через формирование ряда переходных фаз с беспорядочным или упорядоченным чередованием слоев перечисленных компонентов с трехэтажными структурами. Каолинит не образует ни с одним из названных компонентов смешанно-слоистых образований и появляется во всех изученных породах в виде самостоятельной фазы.

Изменения биотита в собственно морских условиях протекают, по-видимому, иначе. Из литературы широко известно явление глауконитизации биотита. В. И. Муравьевым установлено, что начальный этап изменения биотита при переходе в глауконит сопровождается также появлением хлорита. Детали изменения структуры не изучены.

Изменения биотита при глубинном эпигенезе выражаются в дифференциации его на хлорит и диоктаэдрическую гидрослуду; процесс этот можно проследить микроскопически на обломочных пластинках биотита и рентгеноструктурным анализом на примере изучения тонкодисперсного вещества.

Приведенные исследования показывают, что биотит является крайне нестойким минералом на всех стадиях формирования и изменения осадочных терригенных пород. Обилие биотита среди кристаллических пород говорит о том, что он мог быть важным исходным материалом для

формирования многих глинистых пород, где встречаются смешанно-слоистые образования ассоциации хлорита, «подвижных» хлоритов и монтмориллонита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В., Рентгеновские методы изучения глин. Изд. иностр. лит., 1958.
 Гинзбург И. И., Рукавишников И. А., Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
 Гримм Р. Е., Минералогия глин. Изд. иностр. лит., 1956.
 Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Характер изменения обломочного биотита в терригенных породах. Докл. АН СССР, т. 101, № 3, 1955.
 Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях. Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. Изд. АН СССР, 1958.
 Коссовская А. Г., Парагенетические минеральные ассоциации в мезозойских отложениях юго-востока Вилуйской впадины и Зап. Верхоянья. Докл. АН СССР, т. 129, № 5, 1959.
 Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Зап. Верхоянья, Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
 Петров В. П., Проблема монотермита. В сб. Исслед. и использование глин. Изд. Львовского гос. ун-та, 1958.
 Ратеев М. А., Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах. Мат. по геологии, минералогии и исслед. глин в СССР, Изд. АН СССР, 1958.
 Страхов Н. М., Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, т. 1, 2, 1960.
 Шутов В. Д., Далматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе. Тр. II Межд. конференции по глинам. Прага, 1962.
 Andreatta C. Über die Verglimmerung der Plagioklase in der Tektonischen Metamorphose. *Tschermaks Min. u. Petr. Mitteilungen*. Dritte Folge. B. IV, N. 1—4, 1954.
 Barshad J. Cation exchange in micaceous minerals. *Soil Sci.*, v. 78, N 1, 1954.
 Brindley G. W., Ali S. Z. Thermal transformation in Mg—Chlorites. *Acta crystallogr.*, v. 3, N 1, 1950.
 Bradley W. G., Weaver C. E. A regularly interstratified chlorite-vermiculite. *Amer. Mineralogist*, v. 41, N 5—6, 1956.
 Brindley G. W. Allevardite, a swelling doublelayer mica mineral. *Amer. Mineralogist*, v. 41, No 1—2, 1956.
 Burst Y. F. Postdiagenetic clay mineral—environmental relations hips in the Gulf Coast Eocene. *Proc. Sixth Nat. Conf. on Clay and Clay minerals*. Perg. Press, 1960.
 Earley Y. W., Brindley G. W., McVeagh W. Y., Vanden Heuvel R. S. A regularly interstratified montmorillonite—chlorite, *Amer. Mineralogist*, v. 41, N 3—4, 1956.
 Lippmann F. Corrensite Heidelberg. *Beiträge zur Miner. Petrol.* 4, N 1—2, 1954.
 Lippmann F. Clay minerals of Trias, *J. Sedim. Petrol.* v. 26, N 2, 1956.
 Mathirson A., Walker G. F. Crystal structure of Mg—Vermiculite. *Amer. Mineralogist*, v. 39, N 3—4, 1954.
 Powers M. C. Adjustment of the equivalence level. *Proc. Sixth Nat. Conf. on Clay and Clay Minerals*. Perg. Press, 1960.
 Robinson K., Brindley G. Crystal structure of chlorite minerals, *Proc. Leeds Phil. Lit. Soc.*, v. 5, № 2, 1948.
 Stephen Y., Mac-Ewan D. M. C. Chlorite clay minerals in Keuper Marls Clay Min Bul, № 4, 1949.
 Sudo T. Mineralogical Study on clays of Japan. Tokyo, 1959.
 Sudo T. Long spacings of about 30Å in Japanese clays. *Clay Minerals Bull.*, № 2, 1954.
 Walker G. F. The decomposition of biotite in the soil. *Amer. Mineralogist*, v. 28, № 5—6, 1949.
 Weaver C. E. The affects geological significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. *Amer. Mineralogist*, v. 43, № 9—10, 1958.
 Weaver C. E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. *Clay and Clay Minerals*. Nat. Acad. Sci, 1958.
 Weaver C. E. The clay petrology of sediments. *Clay and Clay Minerals*. Proc. Sixth Nat. Conf. on Clay and Clay Minerals. Perg. Press., 1960.
 X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Edited by G. Brown. London, 1961.

УДК 546.821

ТИТАН В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

Г. И. БУШИНСКИЙ

Рассмотрены минералогические формы и содержание титана в коре выветривания, в материнских ее породах, в водах, организмах, бокситах, глинах, железных и марганцевых рудах, глауконитах, фосфоритах, известняках и других породах. Титан и другие элементы-гидролизаты концентрируются в коре выветривания и в бокситах как остаточные продукты. В бокситах содержание этих продуктов становится в 3—5 раз выше по сравнению с материнскими породами.

Титан является, пожалуй, наиболее характерным представителем элементов-гидролизатов — Al, Fe³⁺, Ga, Be, Th, Ta, Nb, Hf, Zr. Эти элементы обладают одним общим свойством — давать в результате гидролиза их соединений при довольно низком рН нерастворимые осадки — гидролизаты (Виноградов, 1957). Растворимость окислов этих элементов в нейтральных водах ничтожно мала, практически они считаются нерастворимыми. При нейтрализации кислых водных растворов гидролизаты начинают осаждаться уже при рН 1,0; заканчивается их осаждение при рН 5—6.

Это своеобразие химических свойств гидролизатов и низкие содержания многих из них в земной коре создают большие трудности при выяснении их геохимии. Поэтому изучение миграции и концентрации титана, интересное само по себе, должно способствовать пониманию геохимии других элементов-гидролизатов.

Осадочный процесс начинается с выветривания; поэтому и мы начнем свое изложение с краткой характеристики титана в изверженных породах, так как они являются материнскими для осадочных пород. Затем по ходу осадочного процесса рассмотрим содержание титана в коре выветривания, водах, организмах, глинах, бокситах и других породах. Можно думать, что выяснение геохимии титана в одном типе пород поможет выяснению его особенностей в других их типах.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТИТАНЕ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

Земная кора сложена преимущественно магматическими породами. Среднее содержание Ti в ней равно 0,6%, Al₂O₃ — 8%, отсюда отношение Al : Ti = 14,7 (Виноградов, 1949).

Минералогические формы титана весьма разнообразны. Известно свыше 70 титановых минералов. Из них наиболее распространены рутил, анатаз, брукит, ильменит, титаномagnetит, перовскит и сфен. Кроме того, много титана содержится в решетках других минералов, особенно в биотите (табл. 1).

Как видно из табл. 1, полевые шпаты бедны титаном, в них имеет место отделение алюминия от титана. Титан имеет явное тяготение к слесистым силикатам, особенно к железисто-магнезиальным. Высоким

содержанием титана отличаются роговые обманки и пироксены (1—4% TiO_2). В титанавгите содержание TiO_2 достигает 16%. Гидротермальные хлориты обычно не содержат титана, в хлоритах иного происхождения содержание TiO_2 колеблется от 0,2 до 1,4%.

В гранитоидах Каибского массива и Калбы 65—86% общего количества титана содержится в биотите. Чистый биотит этих массивов содержит TiO_2 3—4% (Знаменский, 1957).

А. Е. Ферман (1939) заметил, что вхождение титана в силикаты зависит от типа их структуры. Так, титан замещает некоторые элементы в цепях, лентах и пластинах, но не в вязях, т. е. в пироксенах, роговых обманках и слюдах, но не в полевых шпатах или цеолитах. Соответственно такие полевощпатовые породы, как лабрадорит, содержат всего лишь 0,2—0,3% TiO_2 .

Таблица 1

Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в некоторых минералах, % по С. П. Соловьеву (1952)

Минерал	TiO_2	Al_2O_3
Санидин	Нет	19,36
Микроклин	Нет	17,84
Анортоклаз	Следы (0,02)	20,02—19,52
Биотит	2,50—5,18	11,59—22,04
Мусковит	0,43—0,90	33,12—38,48

Таблица 2

Среднее содержание титана и алюминия в различных типах пород, %, по А. П. Виноградову (1962)

Типы пород	Ti	Al	Al/Ti
Ультраосновные	0,03	0,45	15,0
Основные	0,9	8,76	9,73
Средние	0,8	8,85	11,06
Кислые	0,23	7,7	33,47
Осадочные породы (глины и глинистые сланцы)	0,45	10,45	23,22
Земная кора	0,45	8,05	17,88

Титановые минералы, особенно группы ниобо-танталотитанатов и сфена, содержат много редких элементов — Nb, Ta, Th, Y, Er, Ce, La, Sr, Sn, W, U и др., иногда в промышленных количествах. Поэтому повышенные содержания титана в породах ведут к необходимости изучать и редкие элементы в них.

Просматривая многочисленные химические анализы магматических пород, собранные А. Н. Заварицким (1955) и другими авторами, нетрудно заметить, что наиболее бедны титаном и алюминием ультраосновные породы, а самые высокие концентрации этих элементов наблюдаются в основных породах, особенно в траппах. В общих чертах содержания титана и алюминия в магматических породах изменяются параллельно, т. е. эти элементы являются спутниками один другого. Эти закономерности иллюстрируются табл. 2.

Из таблицы видно, что содержание титана варьирует от 0,03% в ультраосновных породах до 0,9% в основных. Уменьшение процента титана от основных пород к кислым сопровождается лишь небольшим уменьшением процента алюминия. Существенное отклонение от этого правила имеет место в чисто полевощпатовых породах, отличающихся низким содержанием титана.

Но различные типы пород распределены в земной коре неравномерно: ультраосновные и богатые титаном основные больше внизу, а кислые, обычно малотитановые —верху. Поэтому для литолога наибольший интерес представляет содержание титана и алюминия в эрозионных срезах для отдельных массивов или районов, а также для всех магматических пород среза в целом.

Подсчеты химического состава пород по эрозионным срезам для крупных районов Советского Союза, произведенные С. П. Соловьевым (1952), показаны в табл. 3.

Таблица 3

Среднее содержание TiO_2 и Al_2O_3 в магматических комплексах пород Советского Союза, %

Районы	TiO_2	Al_2O_3	Al_2O_3/TiO_2	Районы	TiO_2	Al_2O_3	Al_2O_3/TiO_2
Северо-запад Европ. части СССР	0,67	14,45	21,56	Западная Сибирь	0,47	14,93	31,76
Украина	0,45	14,73	32,73	Сибирские траппы	1,51	14,63	9,68
Кавказ	0,83	16,65	20,06	Восточная Сибирь	0,36	14,48	40,22
Урал	0,31	13,98	45,09	Дальний Восток	1,02	16,03	15,71
Казахстан и Средняя Азия	0,55	14,59	26,52	Европ. части СССР, Урал и Кавказ	0,54	14,47	26,79

Как видно из табл. 3, среднее содержание TiO_2 в магматических комплексах различных районов варьирует от 0,31 до 1,51, в то время, как содержание Al_2O_3 остается в пределах от 14,0 до 16,6%. Наиболее высоким содержанием TiO_2 (1,51%) отличаются сибирские траппы. Отношение Al_2O_3 к TiO_2 изменяется большей частью в соответствии с содержанием TiO_2 .

Эффузивные породы, как видно из табл. 4 (по Соловьеву, 1952), отличаются гораздо более высоким содержанием TiO_2 , чем интрузивные. Содержание Al_2O_3 для тех и других пород и в этом случае остается довольно постоянным. Накопление титана в эффузивах, вероятно, зависит от того, что они имеют более основной состав, чем интрузивы.

Таблица 4

Среднее содержание TiO_2 и Al_2O_3 в интрузивных и эффузивных породах СССР, %

Породы	Окислы	Украина	Северо-Запад	Урал	Кавказ
Интрузивные	TiO_2	0,43	0,45	0,13	0,46
	Al_2O_3	14,71	14,69	12,61	15,14
	$Al_2O_3:TiO_2$	34,20	32,64	97,00	32,91
Эффузивные	TiO_2	1,95	1,80	0,54	1,00
	Al_2O_3	14,83	13,82	15,85	17,44
	$Al_2O_3:TiO_2$	6,60	7,67	29,35	17,44

Для магматических пород фундамента Русской платформы М. М. Толстихина (1963) приводит следующие данные (табл. 5).

Как видно из этой таблицы, соотношение титана и алюминия в различных провинциях весьма различно: западная провинция богаче титаном, но беднее алюминием, чем восточная, а галлий распределен сравнительно равномерно, немного увеличиваясь в восточной провинции, где больше алюминия.

При детальном изучении содержания титана в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области И. И. Абрамович и

Е. Б. Высокоостровская (1963) выяснили ряд других особенностей. Они установили, что в ультраосновных породах гипербазитовой формации содержание титана равно 0,01%, а в таких же породах других формаций — варьирует от 0,43 до 1,49% и в среднем равно 0,67%. Среднее содержание титана равно в основных породах 0,68%, в средних 0,53 и в кислых 0,21%, во всех магматических породах 0,40%.

Таблица 5

Содержание компонентов в магматических породах фундамента Русской платформы, %

Провинции	Породы	Al	Ti	Ga
Западная »	Основные Граниты	8,9	1,05	0,0020
		6,52	0,33	0,0019
Восточная »	Основные Граниты	12,1	0,65	0,0025
		12,08	0,28	0,0025

Низкое содержание титана в гранитах объясняется тем, что они состоят в основном из беститановых минералов — полевого шпата и кварца.

Из этого краткого обзора следует, что главная масса титана магматических пород содержится в качестве изоморфной примеси в биотитах, пироксенах, роговых обманках и хлоритах и что наиболее богаты титаном основные породы, особенно траппы.

ТИТАН В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Минералы двуокиси титана — рутил, анатаз и брукит — отличаются очень высокой стойкостью и поэтому при выветривании сохраняются почти без изменения. Менее устойчивы ильменит и титаномагнетит, но все же они образуют россыпи и только в результате очень интенсивного выветривания постепенно переходят в лейкоксен. Часто встречается лейкоксенизированный ильменит с сохранением скелетной формы ильменита.

Титан, входящий в решетки других минералов, освобождается при их разложении с образованием тонкорассеянных форм или небольших агрегатов лейкоксена. Лейкоксен не минерал, а скорее порода, состоящая из рутила, анатаза и рентгеноаморфной двуокиси титана или из смеси этих минералов, часто с другими примесями. Различают рутиловый лейкоксен, анатазовый лейкоксен и другие формы лейкоксена.

Например, Н. Э. Гернгардт (1963) указывает на присутствие темно-серого и светло-серого рутилового лейкоксена (TiO_2 56—67%; SiO_2 29—30%) в кварцевых песчаниках основания D_2 и основания D_3 на южном Тимане. Зерна темно-серого лейкоксена похожи на ильменит, а светло-серого — на сфен с сохранением характерной для сфена конвертообразной и клиновидной формы. В лейкоксене им отмечается примесь анатаза и редко — брукита.

Первая работа на тему «Титан в коре выветривания» принадлежит Б. Полюнову и Л. Тумилович (1936). Ими установлено, что при выветривании наиболее легко разрушаются титано-силикаты и другие соли комплексных кислот, в радикал которых входит титан и титанаты кальция. Более устойчивыми являются титанаты железа типа ильменита и кристаллические формы TiO_2 . Попадая в почву, TiO_2 может восстанавливаться и в форме низших степеней окисления выносятся из почвы кислыми водами. В биологическом круговороте принимает участие лишь небольшая часть титана коры выветривания. На основании химического состава профиля коры выветривания Батумского ботанического сада авторы делают вывод о значительном выносе титана из верхних горизонтов почвы, принимая содержание железа за постоянную величину.

Наши наблюдения над поведением железа в почвах того же сада и его окрестностей показали, что краснозем изобилует осветленными полосами вдоль корешков растений и вдоль трещин. Эти полосы указывают на вынос железа из почвы и ближайшей подпочвы. Следовательно, выводы авторов, основанные на постоянстве железа, неправильны.

Новые данные о титане в более мощной коре выветривания того же Батумского района приведены Н. А. Лисициной (1962). Из ее данных вытекает, что титан накапливается в коре выветривания параллельно с накоплением алюминия (табл. 6). Накопление железа идет сначала так же, как и у названных двух элементов, но затем остается на одном уровне.

Таблица 6

Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в батумской коре выветривания, %

Глубина, м	Порода	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$Al_2O_3 : TiO_2$
3—4	Глина розовая со структурой порфирита	1,94	28,36	18,58	14,61
3—4	Порфирит светло-зеленый, слабо выветрелый	1,63	25,86	17,86	15,86
10—15	Глина желтая со структурой порфирита	1,84	23,51	18,52	12,77
15—20	Порфирит авгит-лабрадорный, измененный	0,99	16,45	10,28	16,61

В древней коре выветривания Урала И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) указывают ильменит, сфен, рутил и лейкоксен. Наблюдалось образование последнего минерала за счет разрушения первых двух. На основании высокого содержания TiO_2 (до 70%) в вытяжках 10%-ной HCl и H_2SO_4 авторы делают вывод, что часть двуокиси титана находится в продуктах выветривания в свободном состоянии и участвует в миграции гипергенных растворов. Других, более очевидных доказательств перемещения титана в растворах авторы не приводят.

Полную стабильность или малую подвижность титана в профиле древней коры выветривания Тургайского прогиба отмечает Б. М. Михайлов (1959). Он определял содержание компонентов не только в вес. %, но и в $г/см^3$. Этот метод дает наиболее точное представление о выносе и привносе вещества в процессе выветривания, если сохраняется первичный объем породы, о чем можно судить по ее структуре. Структуру материнской породы часто можно видеть в коре выветривания, а иногда и в бокситах. Изученные Б. М. Михайловым зоны коры выветривания известковистых туффилов района Коктала содержат отпечатки брахиопод и мшанок, что указывает до некоторой степени на сохранность первичного объема породы. Химический состав материнской породы и зон ее выветривания приведен в табл. 7.

Эта таблица показывает высокую стабильность титана в коре выветривания и привнос глинозема.

Аналогичное накопление титана описано Бонифасом (Bonifas, 1959) в коре выветривания сиенита на о. Лос в Гвинее (табл. 8).

Рассмотренные примеры относятся к окислительной коре выветривания. Для нее характерно высокое содержание окиси железа и красная, бурая, желтая или зеленая окраска.

Восстановительная или белая кора выветривания возникает над болотом. Характерной чертой ее является вынос железа благодаря вос-

становительным условиям и нисходящей фильтрации грунтовых вод. Хорошо известным представителем ее являются залежи первичных каолинов. Чаще всего они встречаются на гранитоидах, но имеются также на аркозах, глинистых сланцах и на основных породах.

Таблица 7

Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в известковистых туффитах и их коре выветривания района Коктала, %, по Б. М. Михайлову (1959)

Зона выветривания	TiO_2		Al_2O_3		$Al_2O_3:TiO_2$
	%	г/см ³	%	г/см ³	
Глинистые маршаллиты	0,96	0,016	26,66	0,442	27,77
Кремнисто-монтморилло- нитовая	0,64	0,015	15,50	0,372	24,21
Известковистый туффит	0,56	0,015	8,08	0,216	14,42

Профили белой каолиновой коры выветривания изучены менее детально, чем красной. Химический состав отмученных каолинов Украины (табл. 9) показывает, что содержание TiO_2 сильно варьирует в различных образцах или от участка к участку даже на одних и тех же месторождениях, но всегда выше, чем в гранитах.

Таблица 8

Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в коре выветривания на о. Лос, %

Порода	TiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3:TiO_2$
Боксит	2,1	58,5	27,86
»	2,7	56,0	32,94
Сиенит слабо выветрелый	0,6	21,7	36,17
Сиенит свежий	0,7	17,5	25,00

Кора выветривания габбро Стремгородского массива на Украине сложена в основном каолином. В этой коре сохранились лишь ильменит и апатит, при этом содержание ильменита по сравнению с материнским габбро увеличилось с 7 до 12%, т. е. почти вдвое, для зерен размером от 0,1 до 1 мм. Магнетит, титаномагнетит и другие неустойчивые к выветриванию минералы отсут-

ствуют. Распределение титановых минералов в массиве весьма неравномерно. В районе этого же массива встречаются аллювиальные россыпи ильменита. Содержание TiO_2 в ильмените этих россыпей варьирует в зависимости от степени его лейкоксенизации от 49 до 60% (Малышев, 1960).

Подобных примеров можно привести много. Все они говорят о высокой стабильности титана в коре выветривания. Исключения из это-

Таблица 9

Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в отмученных каолинах Украины, %, по С. В. Потапенко (1940)

Месторождение	TiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3:TiO_2$	Месторождение	TiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3:TiO_2$
Глуховецкое	0,44	38,44	87,36	Турбовское	1,00	37,17	37,17
»	1,36	39,05	28,71	Просьяновское	0,45	38,67	85,93
Турбовское	0,49	37,09	75,69	»	0,71	37,91	53,39

го правила редки. А. П. Виноградов (1950) приводит один разрез горфяно-глеевой почвы, в которой определено TiO_2 в горизонте А 0,63% и в горизонте В 0,28%. Здесь как будто намечается вынос титана из подзолистого горизонта В. В другом случае имеет место увеличение титана в горизонте С, т. е. как бы вынос титана из почвы в подпочву. Такой процесс вполне возможен при оглеении, когда Ti^{4+} переходит в более растворимую форму Ti^{3+} или в результате перемещения титана в форме органо-минеральных соединений.

Как видно, в почвах титан малоподвижен. Кажущаяся его подвижность, т. е. уменьшение содержания, может быть вызвана привнесом Al, Fe или Si или неполнотой изученности разрезов. Все же следует отметить, что вопрос о геохимии и минералогии титана в коре выветривания и в почвах нуждается в дальнейшем изучении.

Таким образом, титан накапливается в глинах коры выветривания в 2—3 раза и бокситах в 3—5 раз больше, по сравнению с материнскими породами. Чтобы проследить последующую судьбу титана, рассмотрим его содержание в водах, в организмах и в различных осадочных породах и рудах.

ТИТАН В ВОДАХ

При химических анализах вод титан обычно не определяют, главным образом вследствие его ничтожного содержания. Для определения малых количеств растворенного титана в последние годы стали применять принцип его соосаждения глиноземом, предложенный В. Т. Чуйко (1939). В настоящее время этот метод широко используется в практике определения содержаний малых элементов в водах и, в частности, титана, если его концентрация меньше 0,2 мг/л (см. «Метод, руководство для определения микрокомпонентов в природных водах», Госгеолтехиздат, 1961). Для этой цели воду подкисляют, затем нейтрализуют содой и добавляя алюмо-аммиачные квасцы до рН 7,0—7,5. При этом свежееобразовавшийся коллоид глинозема соосаждает титан и другие малые элементы. Затем осадок фильтруют, промывают и определяют в нем титан. Если вода недостаточно чистая, то вместе с титаном осаждаются различные коллоиды и даже микроорганизмы.

Пользуясь своим методом, В. Т. Чуйко определил в нефилтрованной воде из трех прудов г. Донецка следующие содержания Ti: 0,09; 0,013 и 0,025 мг/л. В. И. Вернадский (1937) указывал максимальную концентрацию титана в воде $6 \cdot 10^{-6}\%$. Для морской воды А. П. Виноградов приводит содержание TiO_2 $1,7 \cdot 10^{-7}\%$. В водах Охотского моря вблизи Курильских о-вов К. К. Зеленов (1963) отмечает отсутствие растворенного и коллоидного титана.

В поверхностных и подземных водах Западного Саяна, Джунгаро-Балхашской провинции и северо-западной части Тургая Е. Е. Белякова и др. (1962) указывают региональные средние содержания Ti 0,02; 0,06 и 0,03 мг/л соответственно. В близких концентрациях находятся Co, Ni, Cu, Mo, Zn, Pb. Хотя содержания титана и достигают изредка 1—2 мг/л, но он нигде не образует заметных скоплений.

В притоках Воткинского водохранилища содержание титана варьирует от 0,001 до 0,003% минерализации (Михайлов, 1961).

Тщательные определения титана и других малых элементов в крупных реках мира произведены Геологической службой США в кооперации с Международным союзом геодезии и геофизики (Dugum a. oth, 1963). При этом для рек Северной Америки получены следующие результаты (табл. 10).

Как видно из этой таблицы, титан содержится в водах больших рек почти в таких же количествах, как В, Ni, Cr, Cu, Pb.

Опыты по растворению свежесажженной двуокиси титана в воде в присутствии восстановителя SO_2 показали содержание Ti в пределах от $2,5 \cdot 10^{-6}$ до $7,7 \cdot 10^{-6}$ г/л (Виноградов, 1957). В трех случаях с гуминовыми кислотами и фульвокислотами оказались более высокие содержания Ti: от $1,4 \cdot 10^{-5}$ до $2,5 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Таблица 10

Малые элементы в крупных реках Северной Америки, *мкг/л*

Элемент	Медиана	От—до	Элемент	Медиана	От—до
Fe	300	31 —1670	Cu	5,3	0,83 —105
Al	238	12 —2550	Pb	4,0	0 — 55
Sr	60	6,3 — 802	Rb	1,5	0 — 8,0
Ba	45	9 — 152	Li	1,1	0,075— 37
Mn	20	0 — 185	Mo	0,35	0 — 6,9
B	10	1,4 — 58	Ag	0,09	0 — 0,94
Ni	10	0 — 71	Co	0	0 — 5,8
Ti	8,6	0 — 107	Y	0	0 — 6,7
Cr	5,8	0,72— 84	Zn	0	0 — 2,15

Опыты по осаждению двуокиси титана из ее раствора в 5%-ной H_2SO_4 производились М. Н. Яковлевой (1958). Вместе с титаном в этом растворе присутствовал сернокислый алюминий. При разбавлении этого раствора дистиллированной водой кислотность его падала, по достижении рН 2,17 весь титан осаждался. В других опытах при уменьшении исходных концентраций TiO_2 от 11,08 до 6,72 мг/л полное осаждение TiO_2 достигалось при рН 4,55.

По данным М. Н. Яковлевой, кислые рудничные воды с рН 2,85 и выше не содержали титана. В кислых грунтовых водах с рН 2,78 и 3,13 из ключевого болота титан также отсутствовал. Только в воде Сапожковского болота с рН 0,45 обнаружено TiO_2 0,40 мг/л, а в воде с рН 3,2 найдено 0,20 мг/л TiO_2 .

На Курильских о-вах кислые речные воды с рН 1,72 и выше не содержат титана (Зеленов, 1963).

Из приведенного краткого обзора видно, что растворенный титан в природных водах либо отсутствует, либо находится в ничтожных концентрациях. Только сильно кислые воды содержат TiO_2 в количестве долей мг/л. Благодаря такой низкой миграционной способности титана трудно ожидать образования сколько-нибудь значительных его скоплений химическим способом.

ТИТАН В ОРГАНИЗМАХ

На концентрацию титана в организмах, пожалуй, впервые обратил внимание В. И. Вернадский (1937). Он основывался на литературных данных, а также на исследованиях Ш. Е. Каминской (1937). Исходя из того, что максимальная концентрация титана в воде равна $6 \cdot 10^{-6}\%$, В. И. Вернадский нашел, что в организмах титан концентрируется в сотни или даже в тысячи раз больше, чем в воде.

Ш. Е. Каминская определяла титан в водорослях лемна и литогамниум, в насекомых, офиурах и корненожках. Учитывая данные других авторов, она пришла к выводу, что порядок распространения ти-

тана в организмах лежит в пределах $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$ и что обогащенные титаном организмы до сих пор неизвестны.

Этот вывод В. И. Вернадского становится понятным, если учесть, что растворимость титана в речных и морских водах чрезвычайно низка.

Последующие данные подтверждают эту идею В. И. Вернадского. Б. Полюнов и Л. Тумилович (1936) приводят 24 анализа золы организмов. Из этих анализов видно, что яблоки, груши, земляника, кукуруза, овес, пшеница, морковь, клубни картофеля, насекомые, мясо животных и человека, морские и пресноводные водоросли и молоко содержат $TiO_2 < 0,1\%$, часто одну или несколько сотых процента по отношению к золе. Наиболее высокая концентрация TiO_2 (0,269%) обнаружена в золе ботвы картофеля. Следовательно, неизвестны такие организмы или их части, которые бы концентрировали титан по сравнению с его средним содержанием в земной коре. Напротив, даже самый высокий процент TiO_2 , найденный в ботве картофеля, не достигает и половины этой средней величины.

Связь титана с алюминием в растениях иллюстрируется табл. 11, составленной по данным А. И. Троицкого (1949).

Из табл. 11 видно, что в биогенном цикле титан отделяется от алюминия, оставаясь в почве. Некоторые растения, особенно чай, обладают высокой способностью извлекать из почвы алюминий и оставлять в ней титан и частично кремний.

Таблица 11

Частичный состав золы растений Батумского ботанического сада, %

Растения	Зола	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
Граб, корни мелкие	1,21	11,62	24,57	Следы
Каштан, корни мелкие	0,99	10,10	16,40	»
Рододендрон, корни мелкие	1,02	9,69	18,30	»
Папоротник, корни	4,26	24,02	12,91	»
Лианы, корни	1,58	11,00	15,73	»
Разнотравье	3,78	46,73	6,92	»
Чай, листья	5,95	2,15	20,18	»

Тем не менее в геологической литературе распространилось мнение, что концентраторами титана в некоторых нефтеносных (Хмелевская и др., 1948) и угленосных (Ренгартен, 1956) толщах могут быть животные или растения. В действительности эти концентрации местные, типа сгущений (Бушинский, 1962). Такие сгущения в виде жезд, выполненных лейкоксеном и кристалликами анатаза, наблюдали в песчаниках Н. В. Ренгартен (1956) и другие авторы. Л. П. Гмид обнаружила значительные количества брукита (от 12 до 48% тяжелой фракции) в закированных нижнечокракских песчаниках на р. Сулаке. Образование местных титановых сгущений вызвано перемещением титана в толщах пород, а не повышенным его средним содержанием в них. Причиной его перемещения, вероятно, является сильно восстановительная среда.

ТИТАН В БОКСИТАХ

О титане в бокситах мне уже приходилось писать ранее (Бушинский, 1958). Тогда отмечалось, что двуокись титана является наименее растворимым компонентом боксита, может легко накапливаться в латеритах как остаточных продуктах и способна переноситься только в форме суспензий и в очень кислых растворах с $pH < 2$.

Давно уже замечено, что бокситы отличаются очень высоким содержанием TiO_2 , обычно 2—3%. К высокотитановым бокситам, содержащим $TiO_2 > 5\%$, относятся соколовские, татарские (на Ангаре), антримские (Англия) и гавайские бокситы. Особенно много титана в индийских бокситах — нередко 8—15% TiO_2 .

Минералы титана в бокситах немногочисленны: рутил, анатаз, брукит, ильменит, сфен, перовскит и группа лейкоксена, встречается титаномагнетит. С. И. Бенеславский (1958), описавший эти минералы, полагает, что в бокситах, видимо, присутствует также двуокись титана, эндокриптно входящая в кристаллические решетки других минералов, а также, возможно, в виде самостоятельного или комплексного геля. По мнению С. И. Бенеславского, титан поступал в бокситовые бассейны, видимо, в коллоидных растворах и из осевшего геля двуокиси титана раскристаллизовались анатаз, брукит и рутил, ильменит и титаномагнетит.

Это мнение не совсем правильно. Последние два минерала наблюдались в бокситах А. К. Гладковским (1952) и мною (1958) только в обломочной форме — в виде крупных зерен, располагающихся по слоистости. Встречаются и мелкие зерна этих минералов, они большей частью сильно окислены даже в черных пиритных бокситах. В крупных зернах окисление менее заметно. Очевидно, что эти минералы окислялись до переотложения их в бокситовые залежи. Тонкие частицы титановых минералов поступали в бассейн наряду с тонкими взвешьями, а также в составе песчинок и галек боксита, т. е. в грубых взвешьях.

Прямая зависимость между содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах Венгрии по усредненным данным установлена супругами Дьёрдем и Сусанной Бардоши (G. Bardossy a. S. Bardossy, 1954). Однако по средним пробам эта зависимость в одних месторождениях довольно четкая, а в других наблюдается значительный разброс точек, вызванный неравномерным распределением обломочных зерен ильменита (Bardossy, 1961).

По месторождению «Красная Шапочка» нами составлены две диаграммы распределения Al_2O_3 и TiO_2 — первая (фиг. 1) по методу Бардоши, а вторая, так сказать, «в натуральном виде» (фиг. 2).

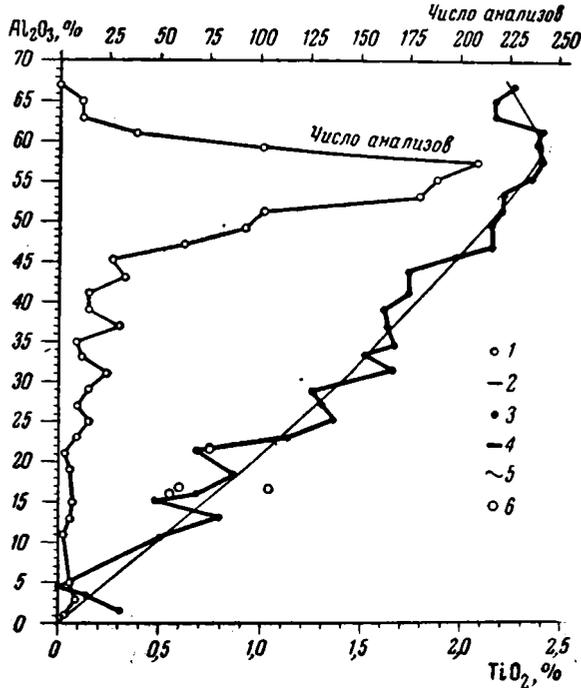
На первой диаграмме тонкая ломаная линия показывает число использованных анализов для каждой точки, что позволяет судить о степени обоснованности точек. Жирная ломаная линия отвечает средним содержаниям Al_2O_3 и TiO_2 от точки к точке. Кривая представляет эти же содержания, но усредненные, в сглаженном виде. Она показывает четкую взаимозависимость содержания интересующих нас компонентов. Отношение $Al_2O_3 : TiO_2 = 24$; $TiO_2 : Al_2O_3 = 0,042$. С изменением содержания Al_2O_3 на 1% содержание TiO_2 изменяется на 0,042%. При содержании Al_2O_3 в боксите выше 59% кривая изгибается, показывая, что с дальнейшим повышением глинозема содержание TiO_2 повышается в меньшей степени или падает. Резкие переломы линии $Al_2O_3 : TiO_2$ на диаграмме связаны с малым числом анализов. Точки материнских и бокситовых пород лежат близко к кривой.

Вторая диаграмма показывает отклонения отдельных образцов или проб от усредненной кривой. Выяснение причин этих отклонений представляет первостепенный интерес для геохимии титана. У малых отклонений причины выясняются с трудом, у больших — сравнительно легко.

Изменение содержаний алюминия и титана в породах бокситового пласта зависит от количества примесей. Происхождение их различно. Терригенные примеси представляют в основном гематит, каолинит, титаномагнетит и, вероятно, другие формы титана; диагенетические при-

меси — кальцит, пирит и хлорит в подгоризонте серых бокситов; остаточные примеси — обломки известняка в подрудной брекчии; эпигенетические примеси — каолинит, кальцит, пирит, сфен и хлорит в виде жилок и неправильных масс среди красных бокситов.

Беститановые и безглиноземные примеси в виде кальцита или пирита понижают содержание алюминия и титана, но не меняют отношения



Фиг. 1. Взаимозависимость распределения Al_2O_3 и TiO_2 в породах бокситового пласта месторождения «Красная Шапочка» по средним данным

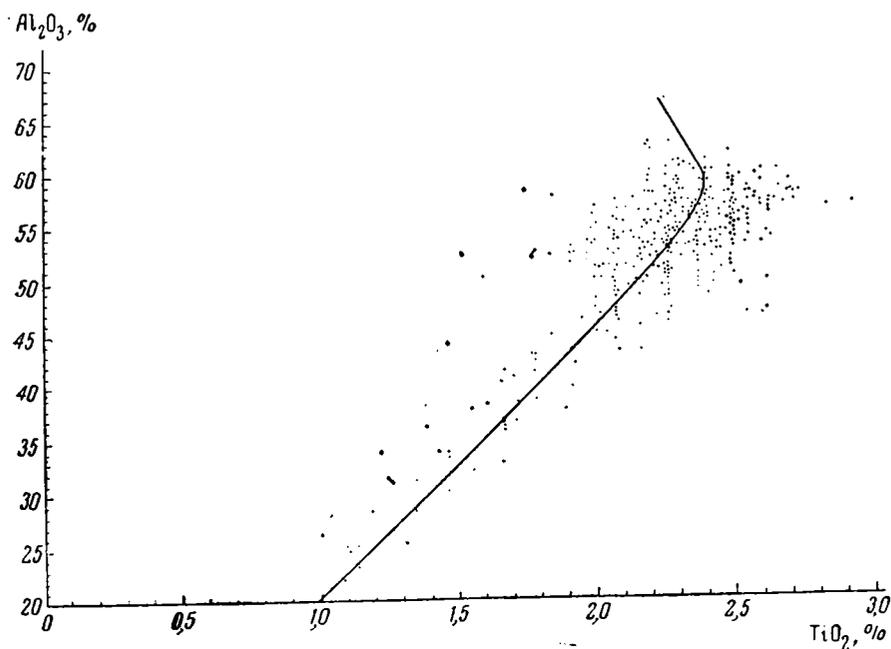
1 — число анализов; 2 — линия числа анализов; 3 — точка содержания Al_2O_3 и TiO_2 в %; 4 — ломаная линия средних значений между точками; 5 — кривая средних значений; 6 — основные магматические породы, предположительно материнские или для бокситов

этих окислов. Наиболее часто встречающейся примесью в породах с низким содержанием глинозема является известняк подрудной брекчии. В таких случаях точки анализов ложатся вблизи кривой.

Высокотитановые бокситы обнаруживают примесь зерен титаномагнетита и ильменита (Гладковский, 1952; Бушинский, 1958). Эти зерна присутствуют в обломочных бокситах, где располагаются по слоистости, иногда вместе с зернами боксита проникают в карстовые щели. Эти факты указывают на обломочное происхождение ильменитовых и титаномагнетитовых зерен. Бокситы с повышенным содержанием обломочных зерен титановых минералов (до 20—30% породы) изредка встречаются в месторождении «Красная Шапочка», но чаще в Кальинском и Черемуховском месторождениях. Во всех случаях скопления этих зерен тяготеют к западным окраинам месторождений, т. е. ближе к источнику сноса.

Породы с низким содержанием титана или с высоким отношением $Al_2O_3 : TiO_2$ располагаются влево от кривой. Крайних точек сравнитель-

но немного. Они относятся к так называемым тигровым бокситам. Эти бокситы пронизаны жилками белого каолинита и местами полностью замещены каолинитом. В таких бокситах иногда сохраняется зернистая, или «бобовая», структура, указывающая на замещение боксита, а не только на выполнение полых трещин. Химические анализы показывают, что каолинит, выполняющий жилки и замещающий боксит, не содержит титана, несмотря на присутствие глинозема до 38%. Примесь такого



Фиг. 2. Взаимозависимость распределения Al_2O_3 и TiO_2 в отдельных пробах пород бокситового пласта месторождения «Красная Шапочка»

каолинита в бокситах сильно нарушает величину отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$. При каолинизации бокситов из них изгоняется весь титан, избыточный (против каолинита) глинозем и почти все железо. Часть железа остается в виде тонкорассеянного пирита. Очевидно, что каолинизация боксита и удаление титана проходили в сильновосстановительной среде. Кислотность среды не могла быть высокой, так как тигровый боксит подстилается и покрывается известняками без существенной коррозии их каолинитом.

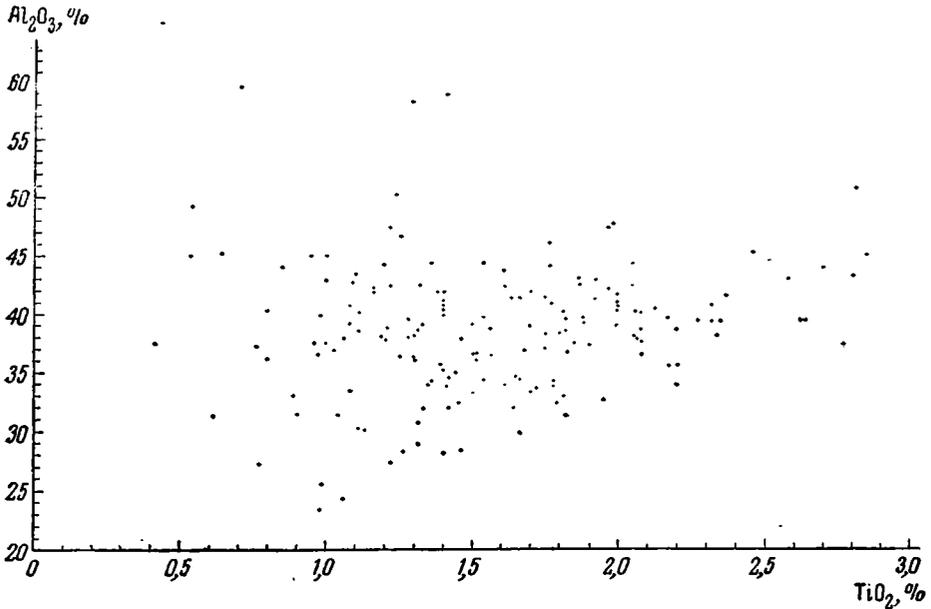
Удаление титана и алюминия происходило также при кальцитизации, сидеритизации и пиритизации боксита. Куда этот титан мигрирует и где осаждается — пока неясно. Наблюдаются лишь редкие кристаллики сфена и анатаза в жилках и порах, свидетельствующие о миграции титана, может быть, из тех участков, откуда он удален.

На участках, где каолинизация не развита и где мало примесей песчаных зерен титаномагнетита, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$ отличается большим постоянством, а точки содержания этих компонентов ложатся близко к кривой.

Величины $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$ в литологических разновидностях бокситов хотя и близкие, но разные. Наибольшими величинами этого отношения отличаются красные яшмовидные и обесцвеченные бокситы (26,3), а

также подрудная брекчия (26,2), а наименьшими — красные марки и немарки бокситы (22,0—23,6). Следовательно, для последних характерно относительно высокое содержание титана. Уменьшение титана в обесцвеченных бокситах может быть связано с его выносом в восстановительных условиях обесцвечивания. Однако в пиритных бокситах этого не наблюдается.

Бокситы с высоким содержанием глинозема, показанные на диаграмме, образовались в результате выноса железа. В таких случаях



Фиг. 3. Взаимозависимость распределения Al_2O_3 и TiO_2 пород бокситового пласта Боксонского месторождения. Составлена по данным П. В. Орловой (1958)

отклонение кривой влево объясняется частью примесью беститанового каолинита, частью выносом титана, частью привносом глинозема. Количественная сторона этих процессов еще не изучена.

Весьма своеобразно распределение титана и алюминия в пробах пород бокситового пласта Боксонского месторождения. Бокситы здесь обломочные и пелитоморфные, в них изредка встречаются иголки рутила (Орлова, 1958). Обращает на себя внимание большой разброс точек (фиг. 3). Причина такого разброса неясна; возможно, он зависит от пестроты содержания титана в бокситах коры выветривания, но таких бокситов не сохранилось.

Таким образом, распределение титана в геосинклинальных бокситах в одних случаях равномерное, сопутствует глинозему, в других пестрое, независимое от содержания глинозема.

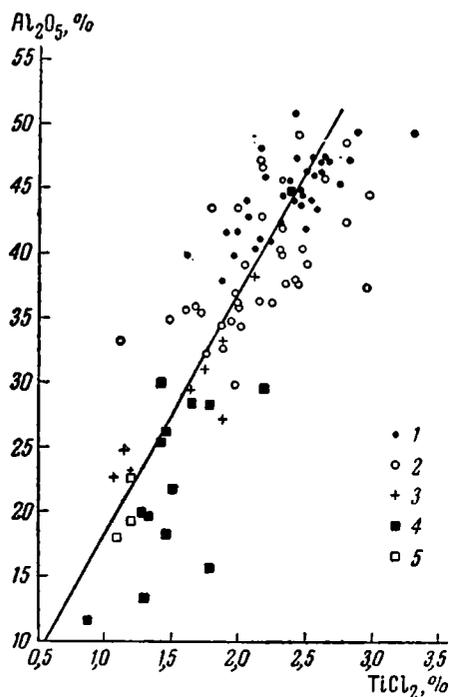
Рассмотрим характер распределения титана в одном представителе платформенных месторождений — Тихвинском. На фиг. 4, составленной в основном по данным С. Г. Вишнякова (1958, 1962), показана взаимозависимость распределения TiO_2 и Al_2O_3 в породах Тихвинского бокситоносного района. Эти породы охватывают бокситы и вмещающие их глины, кору выветривания, материнские для бокситов девонские глинистые образования. Как видно на этой фигуре, точки всех пород, в

том числе и бокситов, ложатся близко к одной линии. Среднее отношение $Al_2O_3 : TiO_2 = 18,51$; $TiO_2 : Al_2O_3 = 0,054$. С изменением содержания Al_2O_3 на 1% содержание TiO_2 изменяется на 0,054%.

Очевидно, что количественное отношение титана к алюминию сложилось в девонских глинах, сохранилось в коре выветривания и перешло в бокситы и вмещающие их глины. Близкие отношения этих элементов наблюдаются и в боровичско-любывитинских огнеупорных глинах, представляющих фашиальные аналоги тихвинских бокситов.

Таким образом, в бокситах, как и в коре выветривания, величина отношения $Al_2O_3 : TiO_2$ чаще всего остается постоянной. Отклонения от этой величины объясняются либо примесью терригенных зерен ильменита, либо привнесом глинозема, либо пестрым распределением титана в латеритном боксите, либо неравномерной примесью беститанового каолинита. В процессе природного обесцвечивания бокситов происходит небольшой вынос титана. Очевидно, что главная масса титана, как и алюминия, накопившаяся в коре выветривания, переотлагалась при ее разрушении в составе грубых и тонких взвесей. Степень равномерности его распределения в бокситовых залежах зависит главным образом от характера исходного материала (зерна, тонкие частицы) и от вторичных процессов.

Беститановые бокситы известны в Журавлинском бокситопоявлении Пермской области и в ряде бокситопоявлений Тульской области (Смольянинов, 1926; Трубина, 1958). Общим для тех и других бокситов является их происхождение. Схема образования их такова. Сер-



Фиг. 4. Взаимозависимость распределения TiO_2 и Al_2O_3 в породах Тихвинского бокситоносного района

1 — средние содержания в бокситах отдельных участков; 2 — образцы пород Радынского месторождения; 3 — глины одного профиля коры выветривания; 4 — глины тихвинской свиты; 5 — девонские глины, средние по участкам

ная кислота, возникшая при окислении пирита углистых глин, воздействует на эти глины, в результате чего получают растворы сульфата алюминия. Эти растворы перемещаются вниз, и, встречаясь с известняками, нейтрализуются. При этом происходит выпадение свободного глинозема в виде гиббсита, а также каолинита, галлуазита, аллофана и алуниита. Все эти минералы не содержат титана.

В аллофане химического происхождения из скважины Лошаки Тульской области А. А. Мигдисов (1963) указывает отсутствие Ti , Nb , Ga , Zn и Fe^{3+} . Отсюда он делает вывод, что перенос Al и Si сульфатными растворами происходит без участия указанных элементов, которые остаются на месте. На площади гумидного бассейна яснополянского подъяруса нижнего карбона основными формами переноса титана и других элементов-гидролизатов должны были быть, по мнению А. А. Мигдисова, механическая взвесь и в меньшей степени коллоидные растворы. В глинах им отмечается хорошая корреляция титана с другими эле-

ментами-гидролизатами Al, Ga, Zr, Hf, но в песках происходит расхождение путей Al и Ti.

Параллельно с титаном в бокситах накапливается и ниобий: от 0,001—0,002% Nb₂O₅ в материнских породах до 0,004—0,008% в бокситах. Но бокситы Тульской области, претерпевшие химический перенос, отличаются отсутствием Nb и Ti (Пачаджанов, 1962).

Химические выделения кристаллического гиббсита, бёмита или диаспора, наблюдавшиеся в разных месторождениях, также характеризуются отсутствием TiO₂.

Глинозем, принесенный в химическом растворе водами кислых рек Курильских о-вов, осаждается в море без титана (Зеленов, 1960).

Следовательно, химически осажденный природный глинозем, коллоидный или кристаллический, отличается от промышленных бокситов отсутствием титана или ничтожной его примесью. Титан при химическом выносе глинозема остается на месте, но не образует значительных скоплений.

ТИТАН В ГЛИНАХ

Содержание титана в наиболее чистых глинах, т. е. в переотложенных каолинах и в огнеупорных глинах, обычно варьирует от 0,5 до 1,2%, редко больше или меньше. При отмучивании первичных каолинов почти весь титан переходит в тонкую фракцию. Например, в первичном каолине Кыштымского и Полетаевского месторождений на Урале содержание TiO₂ равно 0,26 и 0,33%, в отмученном — 0,50 и 0,57%. Соответственно растет и количество глинозема. Очевидно, что в материнских гранитах минералы титана имели очень малые размеры или титан входил в решетки других минералов. Поэтому происходит накопление титана в глинах в большем количестве, чем в песках. Судя по тому, что глины, образовавшиеся за счет выветривания основных пород, также содержат повышенные количества титана, естественно допустить, что и в основных породах титановые минералы песчаной размерности являются второстепенными носителями титана.

В огнеупорных глинах разных месторождений содержание TiO₂ сильно варьирует. Наиболее богаты титаном глины Латненского, Боровичского и Суворовского месторождений (табл. 12).

Таблица 12

Содержание TiO₂ и Al₂O₃ в огнеупорных глинах, %, по С. В. Потапенко (1940)

Месторождение	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ :TiO ₂
Глина, Пологи, Украина	1,08	38,04	35,22
» Часов яр, »	0,85	35,09	41,28
Алеврит » »	1,30	5,03	3,86
Глина, Латная, Воронежская область	2,87	36,63	12,76
» Боровичи, Ленингр. обл.	2,05	35,67	17,40
» Суворово, Тульск. обл.	1,80	36,85	20,47

В отдельных образцах этих глин содержание TiO₂ достигает 3%. Любопытно отметить, что содержание титана в огнеупорных глинах значительно выше, чем в отмученных каолинах. Объясняется это, вероятно, тем, что источником материала для накопления огнеупорных глин была кора выветривания не только гранитов, но разнообразных пород.

Титан здесь выступает как новый критерий для выяснения генезиса глин.

Минералогические формы титана в глинах плохо изучены. Обычно указывается рутил и лейкоксен, но в ничтожных количествах, а форма главной массы титана остается неизвестной. Изредка иглоочки рутила пронизывают чешуйки каолинита. В часовъярских глинах, судя по высокому содержанию TiO_2 в алевролите, по-видимому, присутствуют терригенные зерна титана.

Таблица 13

Содержание титана и других элементов в глинах, %, по А. Б. Ронову и др. (1961)

Тип глины	TiO_2	Al_2O_3	ZrO_2	HfO_2
	%	%	10^{-4} %	10^{-4} %
Аридный	0,61	11,99	225	4,5
Гумидный	1,01	21,85	450	8,4

В огнеупорных глинах Англии рентгенографическим методом установлено отсутствие брукита, отсутствие или редкость рутила и 1—2% анатаза (Brindley a. Robinson, 1947). Для получения четких рентгенограмм титановых минералов авторы предварительно разрушили структуру каолинита прокаливанием до 600° . В осадочных каолинах

Джорджии в США, содержащих до 5% TiO_2 , также установлен анатаз при помощи рентгеновского и электронно-микроскопического изучения (Nagelschmidt a. others, 1949).

Органическое вещество в углистых и сажистых глинах не приводит к значительному удалению или накоплению в них титана.

Наиболее полная работа о соотношении Ti и Al в осадочных породах Русской платформы выполнена А. А. Мигдисовым (1961). Им отобрано 10 762 образца пород, которые для анализа были объединены в 1215 проб. Результаты анализов 524 проб глинистых пород показали среднее содержание TiO_2 0,87%; Al_2O_3 16,48%, отношение $TiO_2 : Al_2O_3$ 0,053 и $Al_2O_3 : TiO_2$ 19. А. А. Мигдисов подчеркивает высокое постоянство отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в глинах и бокситах Русской платформы. Сходство в распределении Ti и Al в глинах обязательно, по его мнению, прежде всего коллоидно-дисперсной форме, в которой переносились Ti и Al . Миграция этих элементов в осадочном процессе в значительной мере предопределяется формами нахождения их в магматических породах.

Наряду с Ti и Al в глинах происходит параллельное накопление Zr и Hf (табл. 13).

С титановыми минералами и с цирконом связаны в основной своей массе Zr и Hf . Эти минералы сосредоточиваются в глинах преимущественно в алевропесчаной фракции.

По данным И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), глинистые минералы — хлорит, вермикулит, каолинит, галлуазит и диккит, — находящиеся в жилках, не содержат титана. Даже в бокситах, по нашим исследованиям на «Красной Шапочке», жилки каолинита характеризуются отсутствием титана.

Следовательно, титан не отлагается в таких глинах, компоненты которых претерпели химический перенос.

Пестрые содержания титана, наблюдаемые в породах коры выветривания, усредняются при их переотложении. При этом происходит отделение зерен титановых минералов, которые попадают в пески и алевриты, а глинистые частицы вместе с тонкодисперсными титановыми минералами отлагаются отдельно, образуя глинистые породы. Наиболее высокие содержания титана наблюдаются в каолиновых огнеупорных глинах.

ТИТАН В ЖЕЛЕЗНЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ РУДАХ

При химических анализах железных и марганцевых руд титан определялся очень редко. Даже в таком полном обзоре, как книга А. Г. Бетехтина «Промышленные марганцевые руды СССР» (Изд-во АН СССР, 1946), приведены определения титана в рудах только двух месторождений и то непромышленных — Улутелякского и Аккермановского. Нет данных по титану и в таблицах анализов железных руд, опубликованных в книге «Железорудная база черной металлургии СССР» (Изд-во АН СССР, 1957). Это имеет некоторое свое основание, так как количество титана в железных и марганцевых рудах СССР обычно небольшое.

Бедны титаном джеспилитовые, сидеритовые, оолитовые и гидрогетит-гематитовые осадочные железные руды. Хлоритовые оолиты и цемент в оолитовых железных рудах Лисаковского и Шиелинского месторождений нередко характеризуются повышенным содержанием титана, особенно по сравнению с алюминием (табл. 14). Очевидно, что в условиях образования хлоритов при диагенезе титан проявлял подвижность. Поведение титана в железных рудах Кокбулакского и Керченского месторождений довольно пестрое. Эти руды изобилуют терригенными титановыми минералами.

Таблица 14

Химический состав минералов железных руд, %

№ п/п	Месторождение и минералы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	Лисаковское, оолиты гидрогетит.	2,93	0,29	4,04	71,67	0,97	0,20
2	» хлорит. цемент	32,92	0,42	12,10	21,43	10,51	0,24
3	То же	34,56	1,00	14,85	15,54	7,90	0,17
4	Шиелинское, оолиты гидрогетит.	5,10	0,22	4,05	73,24	0,24	0,19
5	» хлорит. цемент	28,43	1,54	12,81	19,75	13,16	0,21
6	Кокбулакское, оолиты гидрогетит.	3,40	0,37	8,81	68,24	0,13	Her
7	» анкерит	10,32	0,41	7,99	0,66	29,14	0,15
8	» хлорит. оолиты	26,06	0,32	14,63	31,45	9,45	Her
9	» » цемент	27,54	0,31	12,53	35,61	6,70	—
10	» » оолиты	26,48	1,00	8,42	41,64	6,69	0,16
11	» » цемент	39,77	1,10	11,41	16,57	14,46	0,07
12	Керченское, гетит-гидрогетит	7,90	0,40	0,67	72,25	Her	0,89
13	» хлорит. цемент	28,83	0,37	9,50	41,00	0,09	0,46

1 — 5 по А. Л. Яницкому (1960); 6 — 11 — по Л. Н. Формозовой (1959); 12 — 13 — по Ю. Ю. Юрку и др. (1960).

Низкие содержания титана наблюдаются и в элювиальных железных рудах коры выветривания ультраосновных пород Урала. Например, руды Аккермановского и Серовского месторождений содержат 0,1% Ti, а материнские породы — 0,03% Ti, т. е. в 3 раза меньше.

Высоким содержанием титана отличаются железные руды коры выветривания на основных породах и осадочные, связанные с бокситами. Химические анализы таких руд приведены в книге «Железорудные месторождения мира» (ИЛ, 1955). Латеритная руда Конго содержит TiO₂ 1,9%, Al₂O₃ 16,3%.

Катавские диаспор-лептохлоритовые руды орловского горизонта верхнего девона содержат TiO₂ 1,3—1,5%, Al₂O₃ 27—46%. Также повышенное содержание титана отмечается и в пашийских рудах. Те и другие фациально связаны с девонскими бокситами. Следовательно, повышенное содержание титана в железных рудах указывает на возможную их связь с бокситами.

Марганцевые руды характеризуются очень низким содержанием титана — от следов до 0,3%.

Очевидно, титан не концентрируется ни в железных, ни в марганцевых осадочных рудах, более того — даже избегает их. Эти руды, по крайней мере на последнем этапе своей концентрации, прошли химическую стадию (образование оолитов, цемента, конкреций), в которой титан участвовал очень мало или оставался пассивным. Только в хлоритовом цементе лисаковских железных руд наблюдается повышенное содержание титана и алюминия по сравнению с гидрогетитовыми оолитами. Железные руды, фациально связанные с бокситами или с корой выветривания основных пород, содержат TiO_2 около 1% и выше.

Железо-марганцевые конкреции со дна современных океанов отличаются резко повышенным содержанием титана, нередко выше 1%.

ТИТАН В ГЛАУКОНИТАХ

Глаукониты интересны в том отношении, что они являются хемогенным продуктом раннего диагенеза, а по минералогической природе относятся к железистым слюдам, которым свойственно повышенное содержание титана. Как обстоит дело фактически, можно видеть из табл. 15. Табл. 15 показывает пестроту содержания титана в глауконитах — от следов до 0,98%. Преобладают глаукониты с содержанием титана от следов до 0,19%. Богатые титаном глаукониты сравнительно бедны железом и калием, богаты алюминием, бледно-зеленые. Однако эта закономерность непостоянна.

Таблица 15

Химический состав глауконитов, %

Местность	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Московская обл., с. Лопатино	48,76	Следы	10,87	20,10	1,87
» » с. Игнатьево	48,27	0,16	10,82	17,19	2,00
То же	51,42	Нет	10,32	17,06	1,96
Рязанск. обл., с. Новоселки	45,80	Следы	11,15	20,19	2,14
То же	59,09	0,83	12,78	8,97	2,00
То же	58,65	0,98	17,23	4,97	0,70
Саратов	48,80	Следы	7,86	18,00	2,48
Свердловск. обл., Ново-Лял. р-н	50,31	0,96	10,58	15,65	4,89
Актюбинск. обл., Кызыл-Сай	50,95	Нет	6,65	19,56	0,70
США, Нью-Джерси	51,15	0,19	8,23	23,13	—

Как видно, в процессе химического образования глауконита титан не всегда участвует. Для выяснения этого процесса необходимо дальнейшее изучение глауконитов.

ТИТАН В ФОСФОРИТАХ

Химические анализы фосфоритов СССР и зарубежных стран показывают содержание TiO_2 от следов до 0,10%, редко выше. Наиболее богаты титаном валанжанские фосфориты Чувашской ССР — 0,36%. В этих фосфоритах содержится Al_2O_3 7,73%, они богаты глауконитом и железистыми оолитами.

Следовательно, в биохимическом процессе концентрации фосфора титан не участвует.

ТИТАН В КРЕМНИСТЫХ, КАРБОНАТНЫХ, СУЛЬФАТНЫХ И ХЛОРИДНЫХ ПОРОДАХ

Просмотр химических анализов диатомитов, трепелов и опок показывает довольно пестрое содержание в них TiO_2 (от 0,12 до 1,09%, обычно 0,2—0,4%) и Al_2O_3 (от 0,08 до 14,81%, обычно 4—10%). Сколько-нибудь ясной концентрации титана с кремнистыми породами не обнаруживается.

Известняки, доломиты и мел дают ничтожное содержание TiO_2 , обычно не выше 0,1%. То же можно сказать и в отношении сульфатных и хлоридных пород. Во всех этих породах титан сопутствует алюминию, т. е. является механической примесью в составе глинистых и песчано-алевритовых частиц.

ВЫВОДЫ

Миграция титана в осадочном процессе зависит от его химических свойств, от минеральных форм, создавшихся в изверженных породах, и от условий выветривания и осадочного литогенеза. Важнейшим химическим свойством титана для геохимии является чрезвычайно высокая устойчивость или низкая растворимость его двуокиси в поверхностной зоне земной коры.

Различаются три основные минеральные формы титана: 1) в виде зерен, способных давать россыпи, 2) в виде очень мелких кристалликов и 3) в виде изоморфной примеси в других минералах. Последние две формы количественно преобладают и дают при выветривании тонкие частицы, которые переносятся водой вместе с глинами. Часть тонких частиц, включенная в обломки коры выветривания, переносится в грубых дисперсиях, например при накоплении осадочных бокситов.

В процессе химического выветривания пород титан, как и алюминий, накапливается в качестве остаточного продукта. Сколько-нибудь существенного выноса титана при этом не наблюдается. Увеличение содержания остаточных элементов при выветривании происходит за счет удаления K, Na, Ca, Mg, Sr, иногда Fe и Si.

При размыве коры выветривания и при водном переносе продуктов ее размыва происходит сложная дифференциация титановых минералов. Из них зерна песчаной размерности образуют россыпи или вместе с алевритовыми зернышками дают примеси в различных породах. Более тонкие частицы титановых минералов, а также титан, входящий как изоморфная примесь в глинистые минералы, переносятся и отлагаются вместе с другим тонким материалом преимущественно в глинах. Титан, содержащийся в конкрециях и обломках коры выветривания, переносится в составе грубых взвесей. Такой перенос титана особенно характерен для бокситов, обычно состоящих из плохо сортированной смеси грубых обломков, конкреций, галек, песчинок и тонких частиц боксита.

В процессе диагенеза и эпигенеза происходит незначительное перемещение титана с образованием лейкоксеновых оолитов и жилок, а также жезд с кристаллами анатаза, рутила, брукита и сфена. Более существенная миграция титана наблюдается при замещении боксита каолинитом, кальцитом, сидеритом и пиритом.

В итоге выветривания и осадочного процесса максимальная химическая концентрация титана, алюминия и других элементов-гидролизатов (Ga, Ni, Co, Nb, Ta, Zr, Hf и др.) достигается в бокситах. Увеличение этой концентрации в глинах происходит в 2—3 раза, а в бокси-

тах — в 3—5 раз по сравнению с материнской породой. В отдельных образцах иногда обнаруживается отклонение от этих величин.

Концентрация элементов-гидролизатов в россыпях обычно менее высокая, чем в бокситах. Россыпные минералы более удобны для механического обогащения, а в боксите малые компоненты могут извлекаться попутно при его переработке.

В процессе химической и биогенной дифференциации титан отделяется от алюминия, оставаясь на месте, но не образует при этом сколько-нибудь значительных концентраций.

При химическом выносе алюминия из бокситов удаляется и титан. Вынос железа чаще всего не сопровождается выносом титана. Этот факт заставляет предполагать существование каких-то сравнительно подвижных титан-алюминиевых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белякова Е. Е., Резников А. А. и др. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. О конкрециях. В кн. Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Изд. АН АзербССР, Баку, 1962.
- Варенцов И. М., Формозова Л. Н. Осадочные руды железа и марганца. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 70, 1962.
- Вернадский В. И. Заметка о титане в биосфере. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, т. 4, 1937.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1957.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- Гергардт Н. Э. Титановая и редкометалльная минерализация в песчаниках-коллекторах некоторых нефтяных месторождений южного Тимана. Сов. геол., № 5, 1963.
- Гинзбург И. М. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Гладковский А. К. К вопросу о терригенных минералах и обломочных породах в девонских бокситах Урала. Разведка недр, № 1, 1952.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, 1950.
- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Тр. Лен. геол. упр., вып. 21, 1940.
- Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района, В кн. Кора выветривания, вып. 5. Изд. АН СССР, 1963.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.
- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг. Сов. геология, № 3, 1963.
- Знаменский Е. Б. О распределении титана в гранитах. Геохимия, № 2, 1957.
- Калинская Ш. Е. О нахождении титана в организмах. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, т. 4, 1937.
- Лисицина Н. А. О гитбситоносной коре выветривания батумского побережья Кавказа. В кн. Кора выветривания, вып. 4. Изд. АН СССР, 1962.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах. Госгеолтехиздат, 1961.

- Мигдясов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. *Геохимия*, № 2, 1960.
- Мигдясов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. В кн. *Химия земной коры*, т. I. Изд. АН СССР, 1963.
- Михайлов Б. М. Древняя кора выветривания. В кн. *Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогоугольного бассейна*. Гостоптехиздат, 1959.
- Михайлов Г. К. К химической географии притоков Воткинского водохранилища. *Химическая география*, вып. I. Изд. Пермского ун-та, 1961.
- Полынов Б. и Тумилович Л. Титан в коре выветривания. В кн. *Академику В. И. Вернадскому*. Изд. АН СССР, т. I, 1936.
- Памфилов А. В. и Иванчева Е. Г. Образование в осадках структуры анатаза и рутила. *Ж. общей химии*, № 9, 1939.
- Памфилов А. В. и Иванчева Е. Г. О полиморфных структурах двуокиси титана. *Ж. общей химии*, № 10, 1940.
- Пачаджанов Д. Н. Ниобий в бокситах. *Геохимия*, № 2, 1962.
- Поталенко С. В. Физико-химическое изучение каолинов и глин. В кн. *Каолины и глины УССР*. Госгеолгиздат, 1940.
- Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных толщах. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, вып. 5, 1956.
- Смольянинов Н. Химико-минералогический очерк Журавлинского месторождения. *Тр. Ин-та прикл. минер.*, вып. 19, 1926.
- Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород. Госгеолтехиздат, 1952.
- Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. *Изв. АН СССР*, серия геол., № 5, 1962.
- Толстихина М. М. Некоторые вопросы геологии и геохимии фундамента русской платформы. *Мат. по геол. Европ. терр. СССР*, т. 91. Госгеолтехиздат, 1963.
- Троицкий А. И. Обмен минеральных элементов между почвой и растительностью. В сб. *Проблемы сов. почвоведения*, т. 15, 1949.
- Ронов А. Б., Вайнштейн Э. Е. и Тузова А. М. К геохимии гафния, циркония и некоторых других элементов-гидролизатов в глинах. *Геохимия*, № 4, 1961.
- Трубина К. Н. Бокситоносные отложения Подмосковского бассейна. В сб. *Бокситы, их минералогия и генезис*. Изд. АН СССР, 1958.
- Чуйко В. Т. Количественное определение следов титана в природных водах. *Заводск. лаборатория*, т. 8, № 9, 1939.
- Ферсман А. Е. *Геохимия*, т. 4, 1939.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые лески урочища Кызыл-сай. *Тр. Ин-та геол. наук АН СССР*, вып. 112, 1949.
- Формозова Л. Н. Железные руды северного Приаралья. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, вып. 20, 1959.
- Хмелевская Л. В. и др. К вопросу о парагенезисе титана, органического углерода и некоторых других элементов. *Докл. АН СССР*, т. 13, № 6, 1948.
- Юрк Ю. Ю. и др. Минералогия железорудных формаций Керченского бассейна. *Крымиздат*, 1960.
- Яницкий А. Л. Олигоценые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. Изд. АН СССР, 1960.
- Яковлева М. Н. О геохимии алюминия, титана, железа и кремния в условиях сернокислотного выветривания. В сб. *Бокситы, их минералогия и генезис*. Изд. АН СССР, 1958.
- Bardossy G. a. Bardossy S. I. Contributions to the Geochemistry of Titanium. *Acta Geologica*, t. 2, Fasc. 3—4, Budapest, 1954.
- Bardossy G. A Magyar Bauxit Geokemiai vizsgálata. Budapest, 1961.
- Bonifas M. Contribution à l'étude géochimique de l'alternation lateritique. *Mem. serv. carte geol. Alsace—Lorraine*, № 17, 1959.
- Brindley G. W. a. Robinson K. The occurrence of anatase in zonal fireclay deposits. *Mineral. Magazine*, 28, p. 244—247, 1947.
- Durum W. H. a. Haffty I. Implications of the minore element content of some major streams of the world. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, № 1, 1963.
- Nagelschmidt G., Donnely H. F. a. Marcom A. I. The occurrence of anatase in sedimentary caolin. *Mineral. Magazine*, 28, p. 492—495, 1947.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
3.VII.1963

ПАРАГЕНЕЗИС ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТАХ ИХ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

К. Н. ТРУБИНА

В настоящей статье рассматриваются вопросы парагенезиса титана и алюминия в бокситовых и железорудных корах выветривания, продуктах их переотложения, а также в материнских породах и отдельных гипергенных минералах.

Рассмотрение этого вопроса произведено на многочисленных данных по ряду бокситовых и железорудных месторождений.

Распространение титана и особенно его парагенезис с алюминием в осадочных породах представляет одну из важных проблем геохимии этих пород. Для решения ее необходимы детальные минералогические исследования и накопление большого аналитического материала. Особенную роль должны сыграть данные по изучению кор выветривания и продуктов их переотложения, в которых не только концентрируется титан вместе с алюминием, но и наблюдается прямая зависимость содержания двуокиси титана от содержания глинозема. Настоящая статья посвящена изложению данных, накопившихся у автора по ряду месторождений, которые опубликованы были только частично (1958, 1961).

I. ПАРАГЕНЕЗИС ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТАХ ЕЕ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ НА ИКСИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Иксинское месторождение входит в состав Северо-Онежской группы бокситовых месторождений, расположенных в юго-восточной краевой части Балтийского щита, в пределах Ветреного антиклинального пояса, сложенного основными эффузивными породами. Глинозем и двуокись титана накапливались в конце верхнего девона и в турнейский век в латеритной коре выветривания протерозойских основных пород эффузивного комплекса и в коре выветривания осадочных верхнедевонских пород. Последние возникли из терригенного материала размывавшегося Ветреного пояса. Ими выполнены долинообразные углубления склонов.

Коры выветривания имеют зональное строение. В них прослеживаются сверху вниз следующие зоны:

на эффузивных протерозойских породах:]

железисто-гиббситовая
каолинитовая
слюдисто-монтмориллонит-
хлоритовая

на осадочных верхнедевонских породах:

бемитовая
каолинитовая
слюдисто-монтмориллонит-
хлоритовая

В пределах Ветреного пояса кора выветривания сильно размыва и в углублениях склонов аккумуляровались ее переотложенные продукты. Они залегают в одних случаях на размывтой поверхности субстрата, в других — на останцах коры выветривания.

Поведение алюминия и титана в коре выветривания характерно: увеличение содержания глинозема сопровождается увеличением содержания двуокиси титана. Содержание глинозема в нижней — слюдисто-монтмориллонит-хлоритовой — зоне основных эффузивных пород повышается от 15,40 до 20%, содержание двуокиси титана — от 0,52 до

Таблица 1

Химические анализы слабоизмененных пород и их продуктов выветривания Ветреного пояса
(по данным Ин-та геол., минерал., петрогр. и геохим. и Северо-Онежской экспедиции)

№ обр. и скв.	Наименование породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	п.п.п.	TiO ₂ / Al ₂ O ₃
1/197	Амфиболитизированные основные эффузивные породы	39,10	11,97	0,57	6,83	5,44	10,37	0,047
2/194	То же	48,72	12,19	0,57	3,92	7,25	5,26	0,047
3/1737	» »	46,66	9,89	0,25	14,26	2,43	11,27	0,025
4/196	Основные эффузивные породы	40,63	20,08	1,05	5,40	7,96	11,90	0,052
5/196	Каолинизированные породы	23,24	22,42	1,12	19,52	6,67	11,32	0,050
6/196	То же	27,21	27,03	1,50	29,32	Н/опр	12,16	0,055
1/1193	» »	29,64	28,94	1,56	24,93	»	12,96	0,054
2/193	Элювиальные гиббситовые продукты выветривания	18,56	17,85	0,97	50,77	»	10,07	0,054
3/1193	То же	28,71	26,34	1,17	32,22	»	10,47	0,044
4/1193	» »	33,08	30,19	1,46	23,74	»	10,95	0,048
5/1193	» »	19,46	36,96	1,42	23,64	»	16,59	0,038
6/1193	» »	12,92	40,07	1,50	23,44	»	21,31	0,037
1/140	Переотложенные гиббсит-бемитовые продукты выветривания	30,38	43,60	2,55	3,39	»	17,35	0,058
2/140	То же	23,12	51,47	2,16	3,99	»	16,75	0,042
3/140	» »	10,28	53,29	2,66	17,95	»	14,36	0,050
2/1916	Бемитовые продукты выветривания	11,94	66,85	3,19	1,99	»	14,87	0,047
1/2335	То же	12,43	63,72	3,79	4,39	»	14,40	0,059
16	Аргиллиты верхнедевонские	50,68	22,35	0,6	6,7	2,5	11,2	0,027
17	Каолинизированные аргиллиты	39,32	37,35	1,04	4,65	Нет	14,9	0,028
45	Железистые галечки в переотложенных продуктах выветривания	6,75	8,50	0,8	78,0	1,2	1,95	0,094
46	Железистые галечки с охристо-глинистой породой	22,40	26,6	1,65	45,7	Нет	Н/опр.	0,062
4/1443	Гематит-гидрогематитовый прожилок (вторичный)	2,02	4,71	0,33	75,00	»	13,01	0,070
5/274	Гематит-гидрогематитовый прожилок (вторичный)	6,54	8,75	0,27	68,82	»	13,04	0,031

1%. В каолинитовой зоне содержание глинозема возрастает до 30%, а двуокиси титана — до 1,5%. В железисто-гиббситовой зоне содержание глинозема поднимается до 40%, а двуокиси титана — почти до 2%.

Более интенсивный рост глинозема и титана происходит в бемитовой зоне.

Содержание глинозема и титана в переотложенных продуктах коры выветривания иногда значительно выше, чем в элювиальных. И в них также наблюдается постоянная прямая зависимость содержания двуокиси титана от содержания глинозема. Поведение их можно проследить по прилагаемой таблице химических анализов (табл. 1).

Минеральные формы титана в материнских породах и их продуктах выветривания различны. В основных эффузивных породах нам удалось

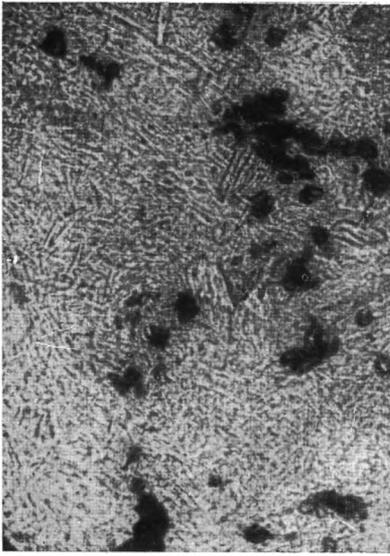
наблюдать включения микроскопических частичек титаномагнетита в хлоритизированной или слабо раскристаллизованной основной массе. Отделить эти частицы от силикатной части породы не представлялось возможным. Из-за присутствия микроскопических частичек титаномагнетита легкая силикатная фракция оказалась магнитной и содержала двуокись титана 0,6%.

Более крупные скопления в эффузивных породах образуют силикаты титана в виде сфена. Размер таких кристаллов колеблется в сотых долях миллиметра. Форма их — овальная, клинообразная, округлая и неправильная. Вокруг кристаллов образуется темная кайма титаномагнетита, маскирующая первичную форму сфена. В диабазовом порфирите кристаллики сфена концентрируются группами. Некоторые группы объединяют до 50 мельчайших кристалликов (фиг. 1).

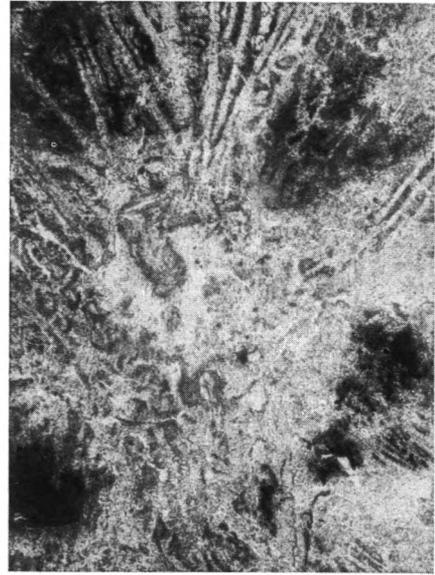
В слюдисто-монтмориллонит-хлоритовой зоне коры выветривания основных эффузивных пород сфен частично замещен титаномагнетитом. В каолиновой зоне он становится неотличимым от других рудных минералов; в этой стадии разложения породы сфен полностью замещается непрозрачным рудным минералом. При образовании гидрослюда, хлорита, каолинита происходит перераспределение в породе минералов группы железа, и они начинают концентрироваться пятнами и тонкими полосками вдоль амфиболов, замещенных гидрослюдами и каолинитом (фиг. 2—3). Перераспределение рудного вещества сопровождается сильной гидратацией рудных минералов с образованием гидроокисей железа — гидрогематита и гидрогетита. Не исключена возможность образования в это время и незначительного количества гидроокиси титана, так как рудная фракция образцов содержит TiO_2 0,3—0,5%. Каолининовая фракция содержит TiO_2 1,5%.

При дальнейшем разложении породы гидратация рудных минералов усиливается. В верхней железисто-гипсбитовой зоне коры выветривания самостоятельные минералы титана не обнаруживаются. В ней преобладают гидроокислы железа, но содержащие меньше титана, чем они содержали в каолининовой зоне. В силикатной же части бокситового вещества содержание титана возрастает. Этот факт позволяет заключить, что во всех зонах коры выветривания наблюдается отчетливая зависимость содержания титана от глинозема. Учитывая, что в верхних зонах коры выветривания преобладают глинистые минералы, есть основание думать, что минералы титана образуют аналоги глин — ксантины по Вернадскому (1908) или они адсорбируются глинистым веществом. Зависимость титана от содержания окислов железа в зонах коры выветривания отсутствует. Такая зависимость отсутствует и в переотложенных ее продуктах. Среди них есть и такие, в которых при малом содержании железа скопляется больше титана. В тяжелых фракциях сильно железистых продуктов выветривания минералов титана не обнаружено.

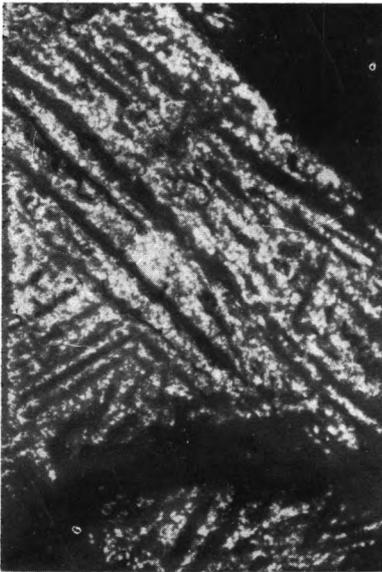
В табл. 1 имеются данные по содержанию глинозема и титана в разных структурных элементах. Железистые галечки с охристо-глинистой породой, залегающей над корой выветривания и образовавшейся, вероятно, из размытой верхней ее части, в том числе и из ее гематитового панциря, содержат глинозема до 26,6% и двуокиси титана до 1,65%. В железистых галечках в переотложенных продуктах выветривания определяется глинозема — 8,5%, двуокиси титана — 0,8% (табл. 1). Гематит вторичный, образующийся при миграции железа (в закисной форме) сверху вниз в разрезе переотложенных продуктов выветривания, выполняющий трещинки породы, содержит весьма мало двуокиси титана — от 0,27 до 0,33%. Оба образца содержат различное



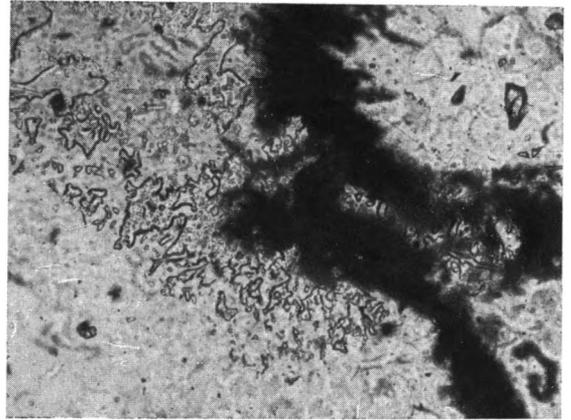
Фиг. 1. Скопление сфена (черные пятна) в слабоизмененной эффузивной породе основного состава Иксинского бокситового месторождения. Увел. 150, без анализатора



Фиг. 2. Концентрация тонкораспыленного рудного вещества магнетита, гематита, и, возможно, минералов титана в форме пятен при кристаллизации в породе гипергенных минералов — хлорита и гидрослюда. Увел. 46, без анализатора

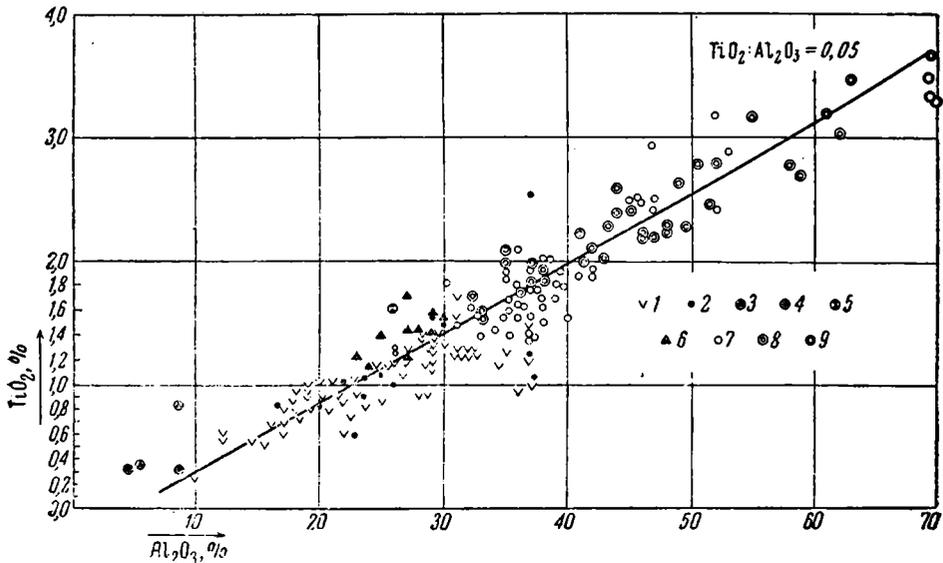


Фиг. 3. Концентрация рудного вещества — магнетита, гематита и гидроокислов железа, и, возможно, титана в форме полосок между каолинитом. Каолинит, замещающий гидрослюдистый минерал, ранее развившийся по актинолиту, содержит тонкораспыленный рудный минерал, возможно, титаномагнетита, так как фракция каолинита содержит TiO_2 1,5%. Увел. 150, без анализатора



Фиг. 6. Разъедание алюмогелем (светлые скопления в правой части фигуры) метаморфических бокситизированных сланцев и сфена (темные точечные скопления). Ферригель (черные скопления в левой части фигуры) обособливается от алюмогеля и не влияет на разложение сфена, так как рудная часть, состоящая из гидроокислов железа, содержит мало титана, силикатная часть обогащена титаном. Увел. 150, без анализатора

количество глинозема, причем наибольшее количество двуокиси титана (0,33%) содержится в том образце, где меньше глинозема — 4,71%. Миграция закиси железа, незначительного количества глинозема и двуокиси титана происходила в загипсованных участках породы. В каком виде он переносился — не установлено.



Фиг. 4. Диаграмма зависимости содержания двуокиси титана от содержания глинозема в материнских породах и продуктах их выветривания Ветреного пояса Балтийского щита 1 — основные эффузивные протерозойские породы — свежие, каолинизированные и гидрослюдисто-хлоритовые; 2 — осадочные верхнедевонские породы; 3 — гематитовые галечки в переотложенных продуктах выветривания; 4 — гематит-гидрогематитовый прожилок в продуктах выветривания; 5 — магнетит-гидрогематитовые галечки в охристо-глинистой породе; 6 — делювиальные железисто-гипбситовые продукты размытой коры выветривания основных эффузивных пород; 7 — элювиальные железисто-гипбситовые продукты коры выветривания основных эффузивных пород; 8 — делювиально-пролювиальные продукты выветривания основных эффузивных пород; 9 — бёмитовые элювиальные продукты выветривания верхнедевонских осадочных пород

Таким образом, в коре выветривания и продуктах ее переотложения ясно проявляется зависимость роста содержания титана от увеличения содержания глинозема. Эта зависимость четко выражена на фиг. 4. Отношение двуокиси титана к глинозему в элювиальных и переотложенных продуктах ее колеблется от 0,027 до 0,70. Среднее отношение, вычисленное по 750 пробам, равно 0,05. На диаграмме особого разброса точек не наблюдается.

II. СООТНОШЕНИЕ АЛЮМИНИЯ И ТИТАНА В БОКСИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ ТУЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДМОСКОВНОГО БАСЕЙНА

Тульские месторождения бокситсодержащих пород, разведанные в 1938—1941 гг. под руководством Сошниковой М. С., расположены в пределах южного крыла Подмосковной синеклизы. Залежи бокситсодержащих пород приурочены к размытой поверхности упинских известняков и относятся к нижнему карбону.

Бокситовые породы состоят из гипбсита с примесью аллофана, галлаузита, каолинита; кроме них встречаются охристо-глинистые породы с обломочной структурой. В общей массе эти породы вследствие высокого содержания кремнезема не отвечают требованиям, предъ-

являемым бокситам. Богатые бокситы образуют в залежах отдельные небольшие гнезда, вследствие чего не имеют промышленного значения.

Охристо-глинистые продукты, выполняющие карстовые воронки в известняке, сильно выщелочены и содержат сравнительно немного железа, алюминия и титана. Они, по всей вероятности, явились переотложенными продуктами коры выветривания, о чем свидетельствуют реликты обломочной структуры. Впоследствии эти продукты были переработаны вторичными процессами с участием подземных вод, выщелачивавших глинозем, кремнезем и железо. Перешедшие в раствор глинозем и кремнезем мигрировали вниз к поверхности известняка, где в более щелочной среде коагулировали и выпадали на его поверхности в виде гиббсита, аллофана, галлуазита и каолинита.

Титан в горизонте бокситсодержащих пород сохраняется только в охристо-глинистых продуктах и в единичных случаях в зеленоватосерой глине. В боксито-галлуазитовых и аллофановых накоплениях и в каолините титан отсутствует (табл. 2).

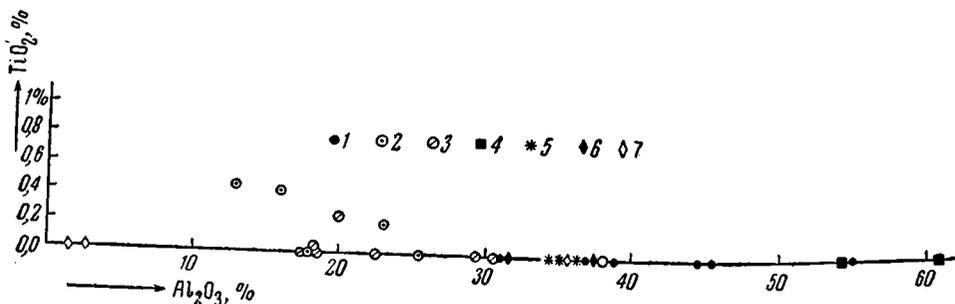
Таблица 2

Химический состав глин, бокситсодержащих пород и их минералов бокситового горизонта Тульских месторождений
(по данным Московского геологического управления)

№ обр.	Местонахождение	Характеристика образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	п.п.п.	TiO ₂
								Al ₂ O ₃
195	Сатинское место-рождение	Серовато-зеленая глина чешуйчатого строения	57,40	17,52	0,00	3,89	8,70	0,00
200	Качанский участок	Зеленая глина чешуйчатого строения	40,0	30,91	Сл.	3,03	12,60	0,00
187	Шенуровское место-рождение	Фиолетово-серая глина	58,60	22,56	0,00	2,14	6,90	0,00
6	То же	Зеленоватосерая глина	61,43	20,02	0,26	3,42	7,58	0,013
110	» »	То же	47,26	29,37	0,00	3,97	не опр.	0,00
65	» »	Серовато-зеленая глина	32,42	18,84	Нет	5,20	20,24	0,00
44	Сатинское место-рождение	Охристые продукты выветривания	31,62	12,83	0,47	35,22	9,60	0,037
10	Чернецовский участок	Охристо-глинистые продукты выветривания	21,00	39,00	0,69	19,50	9,50	0,029
120	Шенуровское место-рождение	То же	27,10	18,45	0,00	29,87	11,20	0,00
68	Сатинское место-рождение	Охристо-кремнистая порода	55,20	2,39	Нет	22,01	14,58	0,00
1	Шенуровское место-рождение	Аллофан-гиббситовый боксит	9,40	54,90	Нет	0,00	31,92	0,00
2	То же	Аллофан-галлуазит-гиббситовый боксит	16,36	45,44	Нет	1,16	22,04	0,00
3	» »	Галлуазит-гиббситовый боксит	20,00	44,62	Нет	0,58	18,70	0,00
4	» »	Галлуазит-каолинит-гиббситовый боксит	26,62	39,12	Нет	1,08	18,10	0,00
5	» »	Гиббсит-галлуазит-каолинитовые бокситсодержащие породы	33,20	36,96	Нет	0,78	13,20	0,00
6	» »	Каолинит-гидрогетит-галлуазитовые бокситсодержащие породы	32,08	31,25	Нет	10,10	12,12	0,00
1	» »	Гиббсит с примесью аллофана, галлуазита, карбоната	1,56	60,80	0,00	0,28	33,87	0,00
2	» »	Аллофан	22,40	35,09	0,00	1,67	17,40	0,00
3	» »	Галлуазит	33,20	36,94	0,00	0,78	13,20	0,00

Таким образом, пути миграции алюминия и титана при химическом переносе расходятся. Этот факт можно объяснить различными свойствами переносимых элементов — более высокой растворимостью глинозема, чем двуокиси титана.

Отношение двуокиси титана к глинозему в охристых и охристо-глинистых продуктах бокситового горизонта колеблется от 0,019 до 0,037. В зеленовато-серых глинах это отношение равно 0,013.



Фиг. 5. Диаграмма соотношения алюминия и титана в подмосковных бокситах, глинах, глинистых минералах и в подстилающих бокситовый горизонт породах

1 — аллофан-каолинит-гиббситовый боксит 2 — охристо-глинистые продукты выветривания бокситового горизонта; 3 — глина бокситового горизонта; 4 — гиббсит; 5 — галлузит; 6 — аллофан; 7 — известняк

На диаграмме соотношения алюминия и титана все гидрохимические продукты, в том числе и со значительным содержанием алюминия, лежат на нулевой линии титана. На ней лежат некоторые разновидности охристо-глинистых продуктов и глин, из которых титан, вероятно, был выщелочен (фиг. 5).

III. ПАРАГЕНЕЗИС ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В БОКСИТОВОЙ И ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И В ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ ПРОДУКТАХ ГОСТИЩЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)

Гостищевское боксито-железородное месторождение расположено на юго-западном склоне Воронежской антеклизы в Белгородской области.

Накопление глинозема и железа в месторождении связано с девонской корой выветривания, формировавшейся на метаморфических парасланцах и железистых кварцитах протерозойского возраста.

В метаморфических парасланцах содержится кремнезема от 30 до 62%, глинозема 14—20%, двуокиси титана — 0,3—0,9%, железа (закиси и окиси) от 3 до 15% и более (табл. 3).

Кора выветривания на метаморфических сланцах имеет зональное строение. В ней прослеживаются следующие три зоны сверху вниз: гиббсит-бёмитовая, каолинитовая, слюдисто-хлоритовая.

Содержание двуокиси титана в гиббсит-бёмитовой зоне колеблется от 1 до 1,4%, глинозема — от 29 до 40%; в каолинитовой зоне двуокись титана колеблется от 0,6 до 0,1%, а глинозем — от 18 до 29%; в слюдисто-хлоритовой зоне содержание двуокиси титана изменяется от 0,4 до 0,6%, глинозема — от 15 до 29%.

В породе всего разреза бокситовой коры выветривания содержание двуокиси титана колеблется от 0,3 до 1,4%, а содержание глинозема —

Таблица 3

Химический состав метаморфических сланцев, кварцитов и их продуктов выветривания
Гостищевского месторождения КМА
(по данным Лаборатории осадочных пород и Белгородской железорудной
экспедиции КМА)

Обр. скв.	Наименование породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	П.п.п.	TiO ₂ / Al ₂ O ₃
15/636	Слабоизмененные метаморфические сланцы (K ₁)	54,62	13,61	0,38	2,47	7,92	2,27	0,028
7/636	То же	30,10	12,34	0,30	4,40	7,49	39,18	0,024
42/774	» »	57,92	20,89	0,90	5,99	3,24	—	0,043
12/636	Метаморфические сланцы, каолинизированные и ожелезненные	33,14	29,77	0,62	2,44	20,65	10,25	0,021
13/636	То же	20,72	27,17	0,60	2,41	37,00	10,18	0,022
14/656	Бокситизированные сланцы	18,36	31,43	0,78	3,26	34,78	9,87	0,025
33/657	То же	18,62	29,75	1,05	3,84	31,80	10,20	0,035
5/577	Бемитовые продукты выветривания	10,8	33,7	0,26	15,4	24,9	Не опр.	0,008
36/652	Гибсит-бемитовые продукты выветривания	4,42	37,59	1,37	11,67	16,80	24,46	0,037
44/657	Вторичные бемитовые продукты выветривания	3,84	55,51	1,80	15,67	8,90	12,48	0,032
15/636	Сидеритизированные бемитовые продукты выветривания	4,72	22,19	0,46	5,39	36,11	26,82	0,020
20/774	Тонкая фракция продуктов выветривания с диаметром частиц меньше 0,001 мм	11,94	37,37	1,05	7,65	19,00	—	0,021
1/508	Мартитовые кварциты (K ₂)	35,2	0,93	0,02	56,3	6,0	0,70	0,021
2/693	Железослюдковые мартитовые кварциты	36,2	0,90	0,02	43,7	0,10	4,31	0,022
3/542	Силикатные кварциты (K ₂)	58,3	8,6	0,26	21,1	3,45	4,75	0,030
Средняя проба	Мартитово-железослюдковые продукты выветривания, сильно карбонатизированные (K ₃)	8,25	2,41	0,07	52,61	11,70	13,70	0,029
1/575	Доломитизированные известняки (K ₃)	16,10	1,67	0,07	0,83	1,95	36,80	0,042
1/553	Известняки (K ₃)	5,86	1,25	0,07	0,83	2,45	38,35	0,056

от 13 до 40%. Отношение титана к глинозему по разрезу коры выветривания от материнских пород вверх изменяется от 0,024 до 0,037.

В сидеритизированных продуктах выветривания содержание двуокиси титана значительно меньше, чем в нормальных.

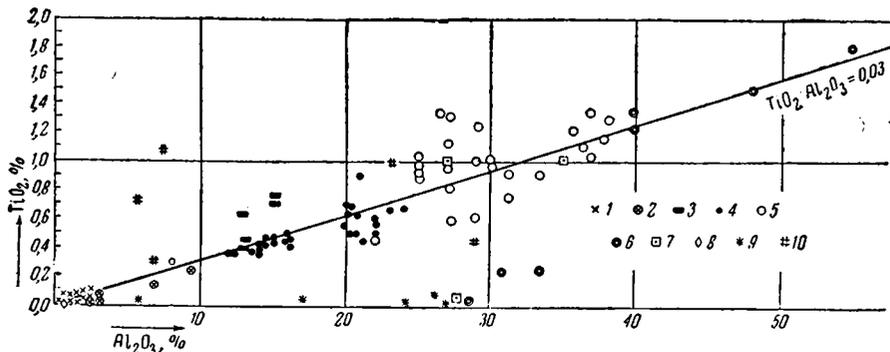
В тонких фракциях с диаметром частичек меньше 0,001 мм, выделенных из продуктов выветривания сланцев, содержание двуокиси титана обычно больше 1% и лишь в одном образце обнаружены следы TiO₂. Но в этой фракции находилось больше сидерита, чем в других.

Процесс сидеритизации приводит к уменьшению в породе и продуктах ее выветривания не только титана, но и алюминия. Вторичные процессы изменения по Пустовалову Л. В. (1956) и Страхову Н. М. (1959, 1960) играют значительную роль в преобразовании первичного состава пород. Они значительно изменяют, по нашим наблюдениям, и бокситы.

В железистых кварцитах, особенно железослюдковых и мартитовых, двуокись титана находится только в сотых долях процента, увеличиваясь до 0,1% в случае несколько более высокого содержания в породе глинозема. Содержание глинозема в железистых кварцитах колеблется от десятых долей процента до 2%, редко повышается до 8,6% в силикат-

ных разновидностях. В этих кварцитах содержание двуокиси титана достигает 0,26%.

В продуктах выветривания железистых кварцитов титан остается в сотых долях процента, а в сильно сидеритизированных типах почти полностью исчезает, а иногда содержится в форме следов. Содержание глинозема в продуктах выветривания железистых кварцитов также слабо возрастает. Примерно такое же содержание глинозема и титана, как и в кварцитах, имеется в известняках верхней надрудной курской серии пород (K_3).



Фиг. 7. Диаграмма зависимости содержания двуокиси титана от содержания глинозема в протерозойских сланцах и продуктах их выветривания Гостищевского месторождения КМА

1 — железистые кварциты; 2 — железные руды — продукты выветривания железистых кварцитов; 3 — сидеритизированные бокситы, превращенные в карбонатные железные руды; 4 — бокситизированные метаморфизованные парасланцы; 5 — элювиальные гиббсит-бемитовые продукты выветривания парасланцев; 6 — переотложенные делювиально-пролювиальные гиббсит-бемитовые продукты выветривания парасланцев; 7 — легкие фракции; 8 — сидерит; 9 — хлорит первичный; 10 — хлорит вторичный, инфильтрационный

Минеральная форма титана определялась в сравнительно свежих сланцах и в продуктах их выветривания. В свежих сланцах встречаются ильменит, рутил и сфен. В хлоритизированных и ожелезненных сланцах присутствует наиболее часто сфен в виде мелких точечных скоплений. Сфен имеет в основном ксеноморфные очертания.

В бокситизированных продуктах выветривания метаморфических сланцев из минералов титана сохраняется только сфен; последний активно разъедается алюмогелем (фиг. 6).

Двуокиси титана в продуктах выветривания содержится значительно больше, чем в малоизмененных процессом выветривания метаморфических сланцах. Титан в них адсорбируется глинистым веществом, как наблюдается по разъеданию сфена, алюмогелем. Это является одной из причин высокого содержания в бокситах титана, на что было ранее обращено внимание А. П. Виноградовым (1957).

На диаграмме зависимости содержания титана от глинозема (фиг. 7) в породах Гостищевского месторождения точки распределены вдоль линии среднего отношения двуокиси титана к глинозему. Особой разбросанности их на диаграмме не наблюдается, за исключением данных проб сидеритизированных продуктов выветривания, обладающих низким содержанием титана. На диаграмме видна связь бокситовых продуктов выветривания с толщей сланцев и прямая зависимость роста титана в породе от увеличения содержания в ней глинозема.

Кварциты обособлены от сланцев, как бедные алюминием и титаном породы. Из отдельных минералов, например, сидерит содержит Al_2O_3

Таблица 4

Химический состав хлоритов железорудных месторождений КМА
(по данным М. И. Калганова)

№ обр.	Характеристика образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	H ₂ O	TiO ₂ / Al ₂ O ₃
18	Железистый первичный хлорит чешуйчатого строения, травяно-зеленого цвета	36,33	1,02	7,69	18,72	25,93	7,70	0,132
7	Железистый первичный хлорит чешуйчатого строения, серовато-зеленого цвета	29,41	1,00	22,10	23,86	15,30	6,53	0,045
48	Железистый первичный хлорит тонкочешуйчатого строения, зеленого цвета	21,29	0,70	5,48	25,50	34,50	9,14	0,127
5	Железистый первичный хлорит, плотный, темно-зеленого цвета	35,06	0,40	29,52	7,49	20,15	5,92	0,013
14	Железистый первичный хлорит зеленого цвета, рыхлый	15,70	0,28	7,47	46,00	14,90	6,32	0,037
30	Железистый вторичный хлорит, рыхлый, темно-зеленого цвета	26,50	Сл.	27,82	Нет	33,10	8,88	—
6	Железистый вторичный хлорит темно-зеленого цвета, афанитовый	23,20	Сл.	24,30	7,61	33,30	7,06	—
16	Железистый вторичный хлорит темно-зеленого цвета, плотный	23,40	0,09	26,70	1,82	28,35	13,42	0,003
61	Железистый вторичный хлорит зеленого цвета, рыхлый	25,50	Сл.	17,93	25,98	21,25	8,50	—
61	Железистый вторичный хлорит, плотный, зеленого цвета	32,23	Сл.	5,53	46,02	8,43	4,11	—
80	Железистый вторичный хлорит, рыхлый, темно-зеленого цвета	21,10	Нет	24,16	16,25	29,80	6,65	—

0,1% и TiO₂ следы. Хлориты инфильтрационные, обязанные своим происхождением вторичным эпигенетическим процессам, почти не содержат титана и по отношению двуокиси титана к глинозему располагаются на оси абсцисс или близко к ней. Содержание глинозема в них колеблется от 5,48 до 27,82% (табл. 4). Первичные хлориты, образовавшиеся в коре выветривания, содержат TiO₂ от 0,28 до 1,02%, Al₂O₃ — от 5,48 до 29,52%. Они располагаются на диаграмме выше линии средних отношений двуокиси титана к глинозему. Прямой зависимости содержания титана от алюминия в хлоритах не существует, потому что первичные хлориты образовались при метасоматическом замещении минералов, обладавших различным содержанием титана и алюминия. Вторичные хлориты выпадали из раствора, имевшего разную концентрацию алюминия, при почти полном отсутствии в растворе титана. Стадия хлоритизации, по данным Д. П. Сердюченко (1953), является начальной при образовании коры выветривания и предшествует стадии каолинизации.

IV. ПАРАГЕНЕЗИС ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В РУДНОМ ГОРИЗОНТЕ НИЖНЕАНГАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нижеангарское месторождение железных руд расположено в юго-восточной части Енисейского кряжа и приурочено к Ангаро-Питскому бассейну. В состав рудного горизонта входят хлорито-гематитовые, хлорито-сидерито-гематитовые, хлорито-сидерито-магнетитовые руды и аргиллиты.

Таблица 5

Химический состав пород, минералов, железных руд и отдельных фракций рудного горизонта Нижнеангарского месторождения
(по данным Лаборатории осадочных пород)

Наименование образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	H ₂ O+	TiO ₂ / Al ₂ O ₃
Хлорито-гематитовые песчаные железные руды	34,50	11,43	0,60	44,73	5,00	1,92	0,052
То же	31,76	10,22	0,54	47,86	6,27	1,64	0,052
» »	28,36	10,38	0,47	54,53	3,27	2,48	0,045
» »	36,94	5,50	0,36	47,98	3,17	5,60	0,065
Хлорито-сидерито-магнетитовые руды	28,78	6,90	0,17	45,81	5,75	1,41	0,024
То же	25,84	13,01	1,10	31,86	20,72	6,32*	0,084
Хлорито-сидерито-гематитовые руды	13,45	6,76	0,33	35,07	28,26	12,05*	0,048
То же	20,42	5,54	0,28	5,54	38,89	20,18*	0,050
Гематитовые гальки хлорито-гематитовых руд	4,49	6,60	1,26	84,56	0,90	0,42	0,191
Гематитовые гальки вместе с цементом	7,6	6,70	0,70	73,86	6,80	1,94	0,105
Магнитная фракция из хлорит-сидерит-магнетитовых руд	5,86	4,12	0,10	59,56	24,60	1,89	0,024
Железистые хлориты в железных рудах	23,81	24,36	Сл.	7,6	33,38	7,46	0,00
То же	37,68	30,51	0,50	4,50	21,06	4,92	0,016
» »	30,42	23,10	1,00	22,86	14,32	6,54	0,043
Пятнистый аргиллит	40,00	22,92	1,30	10,35	0,89	5,57	0,056
Зеленовато-серый аргиллит	36,96	21,29	1,60	2,59	3,42	4,49	0,075
Темно-серый аргиллит	37,79	32,35	0,90	5,62	0,69	6,22	0,028
Легкая фракция сланцев (<0,001)	56,54	31,04	1,60	0,30	0,92	7,29	0,051
Легкая фракция подрудных аргиллитов	41,96	27,37	1,14	12,67	0,95	6,43	0,041
То же	48,54	25,76	2,93	0,80	4,30	4,42	0,113
Коллоидная часть тонкой фракции глинистых сланцев	54,22	32,35	1,50	0,08	1,03	5,05	0,046
Коллоидная часть тонкой фракции аргиллитов	49,74	27,67	1,00	5,24	1,45	6,40	0,036
Хлоритид из аргиллита	30,15	33,60	1,10	9,38	18,38	5,42	0,033
То же	30,92	34,38	1,20	3,97	21,57	6,19	0,035
» »	23,48	39,71	2,55	3,79	20,73	6,70	0,064
» »	24,90	39,93	0,63	3,84	19,44	6,70	0,016

* Вода H₂O+ и H₂O-.

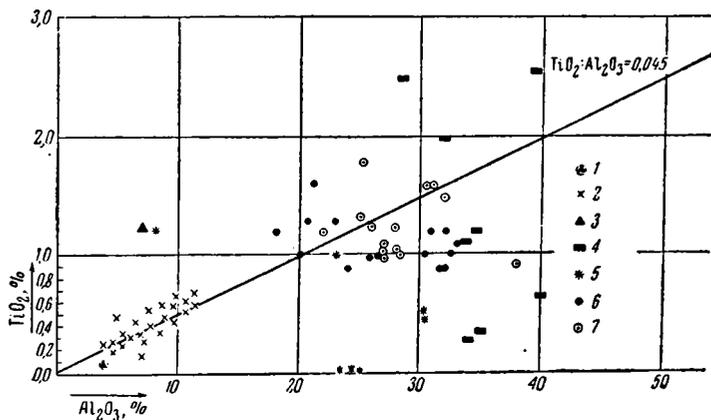
Содержание двуокиси титана в железных рудах этого месторождения, по данным Юдина Н. И. (1962), колеблется от 0,17 до 0,60% при сравнительно низком содержании глинозема — от 3 до 12%. Среднее отношение титана к глинозему в сидеритизированных рудах (по данным 14 анализов) равно 0,032%, в хлорито-гематитовых рудах (по данным 50 анализов) — 0,045, а в хлорит-сидерит-магнетитовых рудах (по данным единичных проб) — около 1%. Из перечисленных разновидностей руд самым низким отношением титана к глинозему обладают сидеритизированные руды и сравнительно высоким — магнетитовые (табл. 5).

В каком виде и с чем связан титан в этих рудах — не установлено. Выделенная магнитная фракция из хлорит-сидерит-магнетитовых руд содержала двуокиси всего 0,10%. Железистые хлориты, выделенные из железных руд, содержат двуокиси титана от следов до 1%, причем проба, содержащая следы, обладает высоким содержанием глинозема — около 25%. Хлориты, содержащие двуокиси титана 1%, имеют глинозема 23%. Хлориты, содержащие глинозема 30%, имеют двуокиси титана всего лишь 0,5%.

Хлориты, не содержащие титан, находятся в цементе руд, песчаников, алевролитов и присутствуют в аргиллитах в форме гнезд, сгустков,

и агрегатов. Они образуют также колломорфные выделения. Форма этих хлоритов свидетельствует о выделении их из раствора. Это доказывается и отсутствием в них титана.

Гематитовые галечки, выделенные из хлорит-гематитовых руд, обладают самым высоким содержанием двуокиси титана — 1,26% при содержании глинозема в них, равном 6,6%. Они же вместе с хлорит-железистым цементом содержат TiO_2 0,70% при таком же содержании глинозема, как и в первом случае. Отсутствие зависимости содержания титана от глинозема в этих фракциях и малое содержание в них глинозема не позволяют думать, что титан находится только в силикатной части,



Фиг. 8. Диаграмма зависимости содержания двуокиси титана от глинозема в нижнеангарских железных рудах, аргиллитах и выделенных из них фракциях

1 — тяжелая магнитная фракция хлорит-сидеритовых железных руд; 2 — железные руды хлорит-гематитового состава; 3 — гематитовые галечки в железных рудах; 4 — хлоритоид, выделенный из серицитового аргиллита; 5 — железистые хлориты, выделенные из железных руд; 6 — аргиллиты и другие метаморфические породы рудной толщи; 7 — легкие фракции аргиллитов

Возможно, что он, кроме того, концентрировался в виде гидроокиси титана вместе с минералами железа. Отношение титана к глинозему в гематитовых галечках самое высокое и равно 0,19, в хлоритах — максимум 0,043.

В аргиллитах рудного горизонта содержание титана значительно выше, чем в рудах. Оно колеблется от 0,90 до 1,60% при содержании глинозема в аргиллитах от 22 до 32%. Отношение титана к глинозему в аргиллитах колеблется от 0,028 до 0,075. Зависимость содержания титана от глинозема в них почти отсутствует вследствие неравномерного распределения в них ильменита, лейкоксена, сфена, рутила. Наибольшее количество титана (1,6%) имеют зеленовато-серые аргиллиты, содержащие глинозема 21%, в то время как темно-серые аргиллиты имеют TiO_2 0,9% при содержании глинозема 32,3%.

Легкие фракции с диаметром частиц меньше 0,001 мм, выделенные из аргиллитов, как правило, обогащены титаном, однако зависимости содержания титана от содержания глинозема в них также не имеется. Максимальное значение TiO_2 2,93% относится к аргиллитам, имеющим Al_2O_3 25,75%, а аргиллиты, содержащие глинозема 32%, имеют TiO_2 1,50%.

Хлоритоид, выделенный из аргиллитов, содержит глинозема 33,6--39,9%, двуокиси титана 0,63--2,55%. Но и в них пробы, содержащие равные количества глинозема — свыше 39%, имеют резко различные количества двуокиси титана: в одной пробе 0,63, в другой — 2,55%.

Это показывает, что в хлоритоидах также отсутствует зависимость содержания титана от содержания глинозема.

На диаграмме фиг. 8 мы видим разбросанность точек, обозначающих отношение содержания титана к глинозему в породах. Сосредоточение их вдоль линии среднего отношения титана к глинозему наблюдается только в железных рудах, что свидетельствует о происхождении их за счет размыва коры выветривания, как правильно установлено изучавшим руды Н. И. Юдиным (1962).

Точки, обозначающие отношение титана к глинозему в аргиллитах, сосредоточены на диаграмме в интервале линии абсцисс от 18 до 23, хотя и расположены вдоль линии среднего отношения титана к глинозему, но несколько удалены от нее вверх и вниз. Обогащенность аргиллитов титаном свидетельствует о происхождении их за счет размыва основных пород, а разное количество титана в них — неравномерным распределением обломочков минералов титана.

Различное среднее отношение титана к глинозему в хлоритах позволяет различить их по генезису. Одни из них образовались при метасоматическом замещении темноцветных минералов и содержат то или другое количество титана, другие выпали из раствора и почти не содержат титана. Значки отношения двуокиси титана к глинозему последних располагаются на абсциссе диаграммы.

V. СООТНОШЕНИЕ ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В КОМПАНОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАОЛИНА

Компановское месторождение вторичного каолина расположено в Уярском районе юга Красноярского края.

Каолины залегают на размытой поверхности поверхности среднеюрских песков и песчаников. Залежи каолина имеют форму пластов, линз и гнезд. Покрываются и подстилаются они огнеупорными глинами.

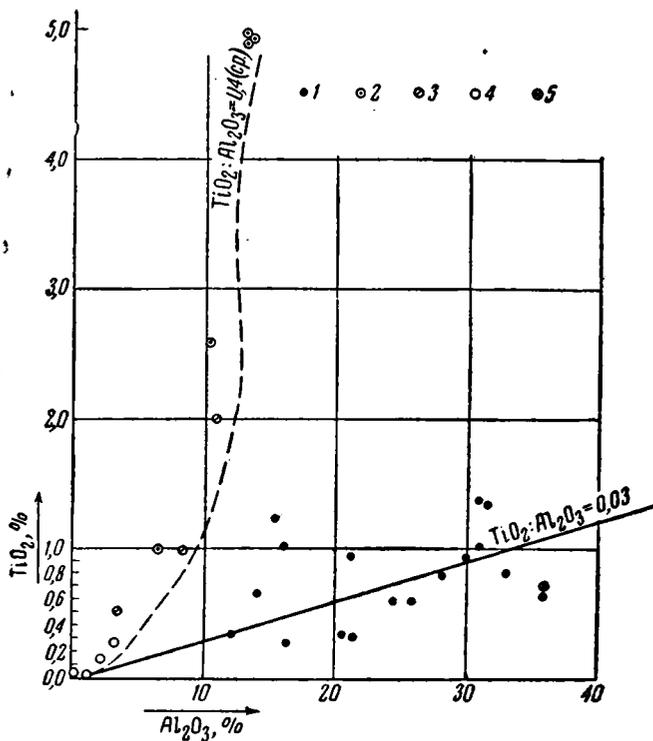
Таблица 6

Химический состав каолина, огнеупорных глин и выделенных из них фракций
Компановского месторождения
(по данным Красноярского геологического управления)

Характеристика образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	П.п.п.	TiO ₂ / Al ₂ O ₃
Каолин белый с обломочками кварца	51,54	20,56	0,34	1,29	7,33	0,016
То же	66,62	33,19	0,82	3,19	12,25	0,024
Каолин светло-серый с кварцем	65,18	31,0	1,18	3,89	12,43	0,038
Каолин желтый с кварцем	49,91	16,42	0,26	1,40	7,04	0,016
То же	70,72	31,40	1,37	7,84	12,64	0,043
Огнеупорная глина, залегающая под каолином	52,66	28,16	0,8	3,0	9,03	0,028
Фракция каолинистых глин с диаметром частиц больше 0,2 мм	95,97	1,6	0,06	0,12	0,12	0,037
То же	98,20	3,20	0,27	0,70	0,58	0,086
Фракция из каолинистых глин с диаметром частиц от 0,2 до 0,08 мм, обогащенная кварцем	75,42	3,52	0,51	0,29	0,26	0,145
То же	91,82	13,0	5,72	2,46	0,79	0,440
» »	77,0	8,4	1,00	0,5	0,40	0,119
» »	79,50	11,2	2,00	1,10	0,70	0,179
Фракция с диаметром меньше 0,08 мм, обогащенная кварцем	64,90	6,58	1,00	0,58	0,69	0,150
То же	85,38	14,47	5,68	3,19	0,71	0,390
» »	68,00	10,12	2,60	1,5	0,80	0,250
» »	72,8	13,4	5,50	2,3	0,82	0,410
Каолин отмученный, обогащенный каолинитом	48,6	36,33	0,65	1,27	12,80	0,018

По составу каолины неоднородны. Значительная часть каолинов сильно разубожена кварцевыми и полевошпатовыми обломочками и лессом. Вследствие этого они содержат различное количество кремнезема и глинозема.

Каолины содержат глинозема 16,5—33,5%, двуокиси титана 0,26—1,37%. Огнеупорные глины содержат глинозема 14—30%, двуокиси титана 0,35—0,94%. Каолины, искусственно обогащенные глинистым веществом, содержат глинозема 36,5%, двуокиси титана 0,65%. Песчаные фракции с диаметром частиц больше 0,2 мм содержат глинозема 0,3—



Фиг. 9. Диаграмма зависимости содержания двуокиси титана от содержания глинозема Компановского месторождения

1 — каолин первичный; 2 — выделенная фракция из каолина с диаметром частиц меньше 0,08 мм; 3 — выделенная фракция с диаметром частиц от 0,2 до 0,08 мм; 4 — выделенная фракция с диаметром частиц больше 0,2 мм; 5 — каолин отмученный

3,2%, двуокиси титана — 0,05—0,27%; тонкие песчаные фракции с диаметром частиц меньше 0,2 мм содержат глинозема 3,5—15%, двуокиси титана — 0,5—5,7% (табл. 6).

Таким образом, наибольшие концентрации титана относятся не к глинистым фракциям, а к фракциям, обогащенным кварцем. Так, например, в каолине-сырце, обогащенном кварцем, кремнезема 63,7%, глинозема 25,84%, двуокиси титана 0,6%. При отделении из каолина песчаной фракции содержание кремнезема в нем снизилось до 48,6%, при этом повысилось содержание глинозема до 36,33%, а двуокиси титана — только до 0,65%, т. е. всего на 0,05%. Это свидетельствует об отсутствии в каолине большой зависимости титана от алюминия. Отсут-

стве прямой зависимости титана от алюминия в каолинах Компановского месторождения объясняется наличием в них тонких обломочных частичек ильменита и рутила, прорастанием этими минералами кварца (они уходят с фракцией, обогащенной кварцем). В каолине остается титан, адсорбированный глинистыми минералами. В них минералов титана не обнаруживается.

На диаграмме содержания титана и глинозема (фиг. 9) наблюдается разброс точек и отклонение от линии средних отношений двуокиси титана к глинозему во фракциях, обогащенных кварцем. В каолинах точки располагаются вдоль линии средних отношений. Отступления наблюдаются в каолинах, содержащих больше кварца. Точки фракций, обогащенных кварцем и минералами титана, концентрируются в левой части диаграммы и резко отделяются от расположения точек каолина.

В итоге можно сказать: 1) в тесном парагенезисе титан и алюминий находятся в латеритной коре выветривания и переотложенных ее продуктах; 2) из титанистых минералов в продуктах выветривания устойчивым минералом является сфен; разложение его сопровождается адсорбцией титана глинистым веществом, в том числе алюмогелем; 3) в химически переработанных продуктах коры выветривания и в минералах, выпавших из раствора, происходит почти полное отделение титана от алюминия. Отделение от алюминия титана при химическом способе их переноса, что происходит по М. Н. Яковлевой (1958), вследствие растворения их при разном рН, является убедительным доказательством ошибочности хемогенной теории генезиса бокситов, как об этом уже писал Г. И. Бушинский (1958).

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. В сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Вернадский В. И. Титан в почвах. Тр. Геол. и минерал. музея им. Петра Великого Академии наук, 1908.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1957.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Изд. АН СССР, вып. 5, 1956.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 140, 1953.
- Страхов Н. М. Формы железа и их значение для теории диагенеза. В сб. К познанию диагенеза осадков. Изд. АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. тт. 1 и 2. Изд. АН СССР, 1960.
- Трубина К. Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. В сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Трубина К. Н. Бокситоносные отложения Подмосковного бассейна. В сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Трубина К. Н. Развитие бокситов в латеритной коре выветривания. В сб. Очерки по металлогении осадочных пород. Изд. АН СССР, 1961.
- Юдин Н. И. Железные руды Ангаро-Питского бассейна, их генетические типы и минералы. В кн. Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. Изд. АН СССР, 1962.
- Яковлева М. П. О геохимии алюминия, титана, железа, кремния в условиях сернокислого выветривания. В сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.

Лаборатория осадочных пород
при Государственном геологическом
комитете СССР
Москва

Дата поступления
1.VII.1963

**ХАРАКТЕР СООТНОШЕНИЯ ДВУОКСИ ТИТАНА
И ГЛИНОЗЕМА В ПОРОДАХ
НЕКОТОРЫХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР**

В. Н. ГРИГОРЬЕВ

Среди бокситовых месторождений СССР одни месторождения характеризуются прямой корреляционной зависимостью между содержанием в породах TiO_2 и Al_2O_3 , в других такая зависимость отсутствует.

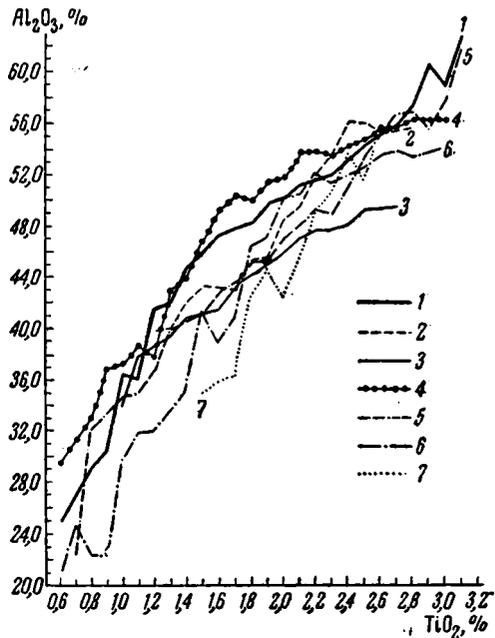
В последнее время при решении вопроса генезиса бокситов внимание исследователей стал привлекать достаточно давно известный факт постоянного присутствия в них титана. Среднее содержание TiO_2 в бокситах, по данным С. И. Бенеславского (1953, 1958), равно 2,45% и обычно колеблется в пределах от 1—2 до 5—7, но иногда превышает 20%. Многими исследователями замечено, что в бокситах содержание TiO_2 часто меняется параллельно с изменением количества глинозема. Наиболее подробно такая закономерность была рассмотрена в работе Г. и С. Бардоши (Bardossy G., Bardossy S., 1954) на примере венгерских месторождений бокситов. Эти исследователи впервые показали, что отношение $Al_2O_3 : TiO_2$ в пределах каждой залежи остается очень выдержанным (фиг. 1). А. П. Виноградов (1957), Г. И. Бушинский (1958), Н. М. Страхов (1962) и некоторые другие сторонники образования осадочных бокситов путем перемыва и механического переноса продуктов латеритной коры объясняют постоянное присутствие в бокситах титана пассивным накоплением его и алюминия в виде остаточных продуктов в коре выветривания при активном выносе из нее кремнезема. При этом показанное Г. и С. Бардоши постоянство отношения $Al_2O_3 : TiO_2$ Н. М. Страхов считает доказательством нехемогенного образования бокситов. Несмотря на то, что присутствию титана в бокситах при решении вопроса их генезиса придается большое значение и хотя подробно изучены его минералогические формы (Бенеславский, 1953, 1958), характер зависимости между количеством TiO_2 и Al_2O_3 в породах бокситовых месторождений СССР до сих пор детально никем не изучался. Частично этот вопрос был затронут А. А. Мигдисовым (1960) при рассмотрении отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в глинах Русской платформы. Но и в этой работе остался неразобранным характер зависимости между указанными компонентами в породах отдельных бокситовых месторождений. Ниже изложены первые результаты такого изучения, полученные на материале разнообразных месторождений СССР.

В качестве объектов были взяты месторождения как геосинклинального, так и платформенного типа. Среди геосинклинальных рассмотрены Кальнинское и Черемуховское на Северном Урале, Обуховское на Салаире и среднеазиатские палеозойские месторождения предгорий Туркестанского и Алайского хребтов: Бедекское (Варухское), Кокчета-

уское, Шингак-Учкольское; из платформенных изучены Могатинское и Веселецкое м-ния в Тихвинском бокситоносном районе, Иксинское в северном Прионежье (Евсюковская и Беловодская залежи), Южно-Никопольское (Комплексное) и Высокопольское (Зеленый луг) на южной Украине, Соколовское на восточном Урале, Ашутское из Амангельдинской группы Центрального Казахстана и собственно Татарское м-ние на Енисейском кряже.

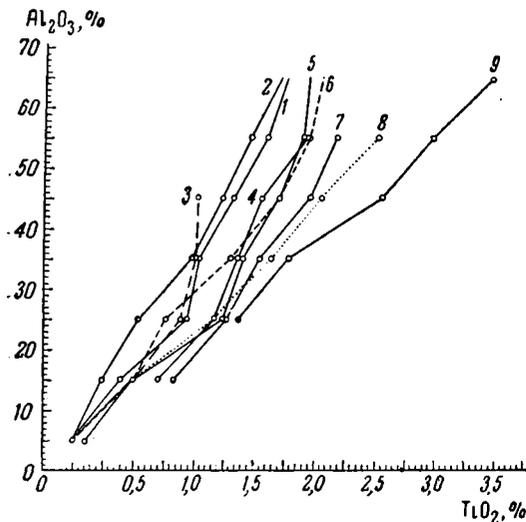
Для характеристики отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в большинстве месторождений было использовано от 300 до 400 химических анализов. Всего учтено около 4000 анализов борздовых, кернавых и частично штупных проб, выполненных в лабораториях соответствующих территориальных геологических управлений. Наряду с анализами различных типов бокситов, в равной мере были рассмотрены анализы пород, широко развитых в пределах месторождения и тесно связанных с бокситами постепенными переходами: бокситовых глин, аллитов, сиаллитов, подрудных брекчий и т. д. Каждое месторождение было охарактеризовано анализом более или менее равномерно по площади.

Изучение отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ велось на графиках, по оси абсцисс которых откладывалось содержание TiO_2 (вес. %), а по оси ординат — Al_2O_3 . На них в виде точек были нанесены результаты анализов, после чего для каждого месторождения отдельно статистически изучали характер зависимости между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 . Такое изучение выявило две группы месторождений. В первую группу вошли все перечисленные выше месторождения геосинклинального типа, а также месторождения Тихвинского района и северного Прионежья. Для них характерна прямая корреляционная зависимость между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 . Это отражено на фиг. 2, на которой нанесены полученные линии регрессий средних значений TiO_2 по отношению к Al_2O_3 для интервалов содержания Al_2O_3 , равных 10%. Рассмотрение этих линий показывает, что в большинстве случаев наблюдается зависимость, весьма близкая к прямолинейной, с достаточно высоким ($>0,65$) коэффициентом корреляции (см. таблицу). Незначительный разброс точек на этих месторождениях примерно соответствует величинам аналитических ошибок в определении TiO_2 , что видно при сравнении результатов основных и контрольных анализов. Диагенетическое и эпигенетическое перераспределение титана и алюминия в перечисленных месторождениях не оказывает большого влияния на состав проб, так как оно, по-видимому, в значительной степени снято применяемым борздовым методом опробования. Как видно из таблицы, колебания отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ на каждом месторождении первой группы заключены в сравнительно узких пределах,



Фиг. 1. Зависимость содержания Al_2O_3 от содержания TiO_2 (вес.%) в бокситах месторождений Венгрии (по Бардоши)

отличающихся друг от друга не более чем в 2,5 раза. По полученным линиям регрессии для каждого месторождения было вычислено среднее отношение между величинами прироста содержания TiO_2 и Al_2O_3 ($\Delta TiO_2 : \Delta Al_2O_3, \%$). Это отношение меняется от 2,7% в Бедекском м-нии до 5,7% в Евсюковской залежи (см. таблицу). В семи месторождениях из девяти оно составляет примерно 3%. К сожалению, в венгерских бокситах эта величина не определена, так как на графиках, приведенных в работе Бардоши, рассматривается обратная зависимость Al_2O_3 от TiO_2 .



Фиг. 2. Зависимость содержания TiO_2 от содержания Al_2O_3 (вес.%) в бокситах некоторых месторождений СССР. Номера кривых соответствуют номерам месторождений в табл.

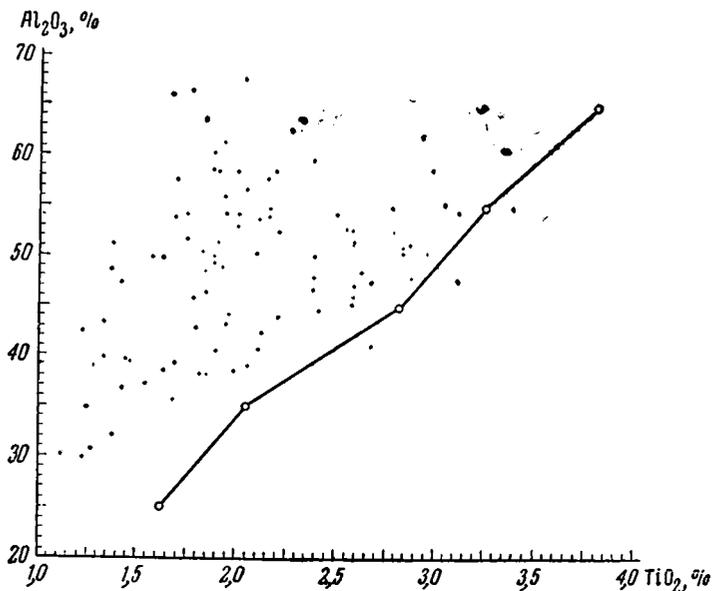
Весьма интересный факт удалось подметить на Иксинском м-нии, в Евсюковской и Беловодской залежах, где наблюдается резкое отличие характера отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в обломочных бокситах по сравнению с пелитоморфными и пористыми. Поэтому приведенная на фиг. 2 линия регрессии для Евсюковской залежи была построена без учета анализов обломочных бокситов. Характер отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в обломочных бокситах этой залежи показан точками на фиг. 3. Хорошо видно, что эти точки дают большое облако рассеивания, расположенное почти целиком в обедненной титаном верхней левой по отношению к линии регрес-

Основные показатели отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в породах некоторых бокситовых месторождений СССР

Месторождение	Пределы колебания отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ (%), заключающие большинство проб		$\Delta TiO_2 : \Delta Al_2O_3, \%$	Линейный коэффициент корреляции
	от	до		
1 Кокчетауское	2,5	5,0	3,0	0,79
2 Шингак-Учкольское	2,0	4,5	2,9	0,88
3 Бедекское	2,7	5,6	2,7	0,68
4 Кальинское	3,0	7,0	3,0	0,71
5 Черемуховское	3,5	7,0	3,2	0,79
6 Обуховское	3,0	6,0	3,6	0,77
7 Могатинское	4,0	7,0	3,4	0,66
8 Веселецкое	4,0	6,2	5,0	0,84
9 Иксинское (Евсюковская залежь)	4,5	7,5	5,7	0,97

сии части корреляционного поля. В настоящее время причины такого распределения точек недостаточно ясны. Скорее всего это связано с потерей более тяжелых минералов титана в результате механической

дифференциации при переносе бокситового вещества. На этом примере видно, что в заведомо механически перераспределенных бокситах Иксинского м-ния корреляционная зависимость между TiO_2 и Al_2O_3 пропадает. Однако при этом не следует забывать, что обломочные структуры в бокситах могут возникать не только при переносе, но и за

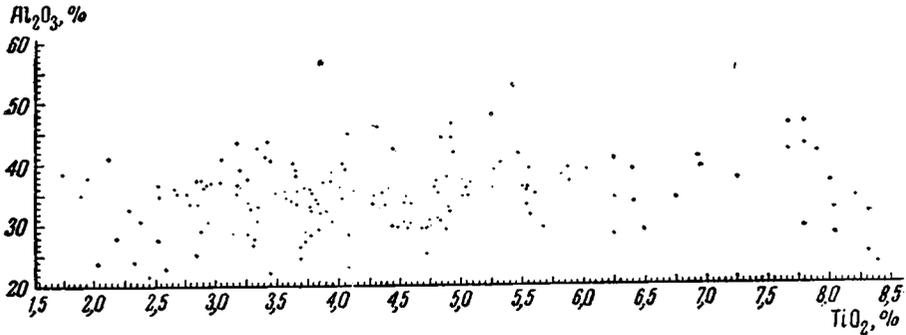


Фиг. 3. Характер соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в обломочных бокситах Евсюковской залежи

счет внутриформационных размывов, столь типичных для всех мелководных осадков. Но такие местные перемены вряд ли существенно нарушали сложившиеся соотношения.

Вторая группа месторождений, в которую вошли Южно-Никопольское, Высокопольское, Соколовское, Ашутское и Татарское м-ния, характеризуется полным отсутствием во всех типах пород какой-либо корреляционной связи между рассматриваемыми компонентами. Попытка установить существенные изменения в характере соотношения TiO_2 и Al_2O_3 на площади или в разрезе отдельных залежей, а также по различным типам бокситов не дала результатов. Возможно, что некоторые подобные изменения все же существуют, но не были подмечены в силу недостаточной детальности проведенного разбора. Поэтому для получения окончательных выводов требуется продолжение аналогичных исследований, тем более, что такое дифференцированное рассмотрение отношения $TiO_2 : Al_2O_3$ было проведено не во всех перечисленных месторождениях второй группы. На графиках, построенных для этих месторождений, во всех случаях на корреляционном поле получались вытянутые вдоль оси абсцисс полосы с более или менее равномерным рассеиванием. На фиг. 4 в качестве примера показано такое рассеивание, наблюдаемое на Соколовском м-нии. Ни в одном из этих месторождений не наблюдалось заметного увеличения в содержании TiO_2 с увеличением содержания Al_2O_3 в породах. Для указанных месторождений по сравнению с месторождениями первой группы характерен гораздо больший размах колебаний величин отношения $TiO_2 : Al_2O_3$. В Соколовском и Татарском м-ниях эти величины разнятся примерно в пять

раз, в Ашутском и Южно-Никопольском — до десяти раз. Все перечисленные месторождения относятся к континентальному типу. Характерно, что они расположены в непосредственной близости от сохранившихся участков древней коры выветривания, обломки которой встречаются и в бокситах. Следует заметить, что в месторождениях первой группы подобные обломки отмечены лишь в североонежских бокситах.



Фиг. 4. Характер соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах Соколовского м-ния

Обычное присутствие обломков пород коры выветривания в бокситах месторождений второй группы, текстурные особенности руд, положение и строение залежей позволили большинству исследователей, изучавших эти месторождения, прийти к выводу, что перенос бокситового вещества из коры выветривания при формировании этих месторождений происходил главным образом механическим путем. Весьма естественно полагать, что именно такой генезис месторождений послужил основной причиной отсутствия в них корреляционной зависимости между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 . Для выяснения этого предположения особенно интересно изучить бокситовые месторождения, где были бы известны все переходы от материнских пород к развитым на них корам выветривания и латеритным бокситам и, наконец, к осадочным бокситам, образовавшимся за счет размыва и механического переноса латеритных бокситов.

Однако, опираясь на полученный материал, уже сейчас можно полагать, что намеченные различия в характере соотношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в месторождениях первой и второй групп обусловлены главным образом характером переноса TiO_2 и Al_2O_3 . По-видимому, в случае механического переноса не получается никакой корреляционной зависимости в их содержании. Это легко объяснить как следствие процессов механической дифференциации и смешения с посторонним терригенным материалом. При этом, вероятно, чем длительнее был перенос, тем более значительными оказывались нарушения сложившихся в коре выветривания отношений $TiO_2 : Al_2O_3$. Напротив, в установлении прямой корреляционной зависимости основную роль, очевидно, играли химические процессы. Как известно, для геосинклинальных бокситов, в том числе месторождений, разобранных нами и составляющих основу первой группы, в большинстве случаев поблизости отсутствуют сколько-нибудь твердо доказанные коры выветривания, за счет размыва которых они могли бы образоваться. В то же время многими исследователями показана возможность в определенных условиях химического выноса алюминия и титана. Так, Ю. К. Горецкий в монографии по бокситам на многочисленных материалах изучения отдельных месторождений и

экспериментальными работами доказал возможность химического выноса из коры выветривания этих элементов в условиях сернокислого выветривания и присутствия органических кислот (Горецкий, 1960). Большой вынос в море растворенного глинозема кислыми водами термальных источников в областях современного вулканизма установлен работами К. К. Зеленова (1960). Г. и С. Бардоши считают главной причиной выдержанности отношения TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах прежде всего малую разницу их ионных потенциалов (5,25 для Al^{3+} и 6,25 для Ti^{4+}); К. К. Зеленов расценивает это постоянство как следствие того, что гидроокись алюминия в начальный момент своей коагуляции способна активно сорбировать титан независимо от того, содержится ли он во взвешенном или коллоидном состоянии или даже в микроорганизмах (Зеленов, 1963). Как известно, эта способность гидроокиси алюминия к сорбции давно используется химиками при анализе содержания в воде редких и малых элементов. Однако в этой гипотезе остаются еще не до конца выясненными условия, определяющие количество сосажденного титана. Необходимо опытным путем проверить возможность сорбции титана гидроокисью алюминия в количествах, наблюдаемых в бокситах.

В результате проведенных исследований выяснено, что далеко не для всех бокситов характерна прямая зависимость между рассмотренными компонентами. Разобранный материал позволяет предположить, что присутствие в разрезе залежи заметного количества механически перенесенного бокситового вещества будет снижать общую для месторождения корреляционную зависимость между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 . Если это предположение верно, то характер соотношения $TiO_2 : Al_2O_3$ в бокситах каждого месторождения станет геохимическим критерием при решении вопроса о механизме его образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.
- Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1957.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. Всес. ин-та минер. сырья, вып. 4, нов. серия, 1960.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений боксита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг. Сов. геол., № 3, 1963.
- Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. Геохимия, № 2, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2, Изд. АН СССР, 1962.
- Bardossy G. I., Bardossy S. L. Contributions to the Geochemistry of titanium. Acta geol. Acad. Scient Hung., t. 2, fasc. 3—4, 1954.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
18.VI.1963

УДК 546.824 + 661.862.22 : 553.492.1 (574.2)

СООТНОШЕНИЯ ДВУОКИСИ ТИТАНА И ГЛИНОЗЕМА В ПЛАТФОРМЕННЫХ БОКСИТАХ ОБЛОМОЧНОГО ТИПА

Н. А. ЛИСИЦЫНА и М. В. ПАСТУХОВА

В результате изучения платформенных бокситов Казахстана авторы показали, что в бокситах обломочного типа существуют строго определенные соотношения между Al_2O_3 и TiO_2 . При помощи кривых, построенных в результате статистической обработки 1500 химических анализов, установлено, что с увеличением содержания Al_2O_3 в бокситовых породах пропорционально увеличивается и содержание TiO_2 . Такие же соотношения существуют и в коре выветривания, являющейся материнской породой для бокситов.

Авторами рассмотрены также отклонения от этой закономерности и выявлены причины отклонений. Последние связаны либо с особенностями бокситообразования, либо со вторичными эпигенетическими процессами.

Титан — постоянный спутник алюминия в осадочных породах, он присутствует в бокситах в количествах, обычно в три — пять раз превышающих его кларк в земной коре. Иными словами, наряду с концентрацией алюминия, в бокситах происходит также концентрация титана. Связь этих двух элементов отмечается всеми исследователями бокситов. Количественная оценка и графическое выражение этой связи впервые установлены Г. и С. Бардоши (Bardossy G., Bardossy S., 1954) для венгерских геосинклинальных бокситов.

При помощи статистических подсчетов и построения графиков Г. и С. Бардоши показали, что в бокситовых породах параллельно с повышением содержания Al_2O_3 растет и содержание TiO_2 . Ссылаясь на литературные данные, они отмечают, что существование тесных количественных соотношений между этими двумя элементами наблюдается и при латеритном процессе. Количественную связь титана и алюминия они объясняют химическим родством этих элементов, которое выражается в близости их ионных потенциалов, рН растворения и сходном поведении в коллоидных растворах.

Н. М. Страхов (1962) также считает, что количественные соотношения между титаном и алюминием устанавливаются уже в коре выветривания и далее переносятся в виде готовых минеральных образований.

А. А. Мигдисов (1960, 1963) показал, что корреляционная зависимость между титаном и алюминием существует, помимо бокситов, и в других осадочных образованиях. По его мнению, соотношения этих элементов предопределяются степенью связи титана с алюминием, т. е. формами его нахождения в магматических породах.

Мы попытались проверить, насколько применимы установленные соотношения титана и алюминия к платформенным бокситам обломочного генезиса и можно ли выяснить причины этих соотношений.

Для этой цели было статистически обработано около 1500 химических анализов бокситовых пород и коры выветривания, заимствован-

ных нами из материалов разведочных экспедиций, а также выполненных в химической лаборатории Геол. ин-та АН СССР. Результаты представлены графически (частично по методу Бардоши) с тем, чтобы получить сопоставимые данные.

Анализы относятся к бокситовым породам трех групп месторождений Тургайского прогиба и Казахского нагорья — Тургайской (Краснооктябрьское, Козыревское и другие м-ния), Амангельдинской и Целиноградской (бывшей Акмолинской).

Месторождения Тургайской и Целиноградской групп относятся к карстовому типу. Тургайские м-ния генетически связаны с вулканогенно-осадочной толщей средне-верхневизейского возраста, залегающей в западном крыле Кустанайского синклиория. Для этой толщи характерны развитие мощной коры выветривания, образовавшейся по порфирирам и их туфам, а также развитие карста в известняках. Бокситовые породы выполняют карстовые и суффозионно-карстовые воронки в известняках. Возраст бокситовых пород апт-альбский до маастрихта.

Бокситы Целиноградской группы Казахского нагорья по условиям залегания и составу подстилающих пород близки к тургайским. Они залегают на эффузивно-карбонатной толще ордовика, состоящей из порфиритов и их туфов с крупными линзами известняков в верхней части. Бокситы выполняют карстовые воронки в известняках, причем дно и частично стенки воронок сложены глинистыми продуктами выветривания порфиритов и их туфов. Возраст бокситов эоценовый.

В Амангельдинских м-ниях бокситы лежат на коре выветривания осадочных пород девона и нижнего карбона. Они выполняют углубления в толще выветрелых пород глинистого состава или суффозионно-карстовые воронки. Возраст бокситов палеоцен-эоценовый.

На месторождениях каждой из трех перечисленных групп бокситы образуются за счет механического переотложения продуктов выветривания в суффозионно-карстовые воронки и дальнейшего изменения переотложенного материала на месте. Процессы, которые изменяют первичный обломочный материал и приводят к его бокситизации, близки к латеритному процессу.

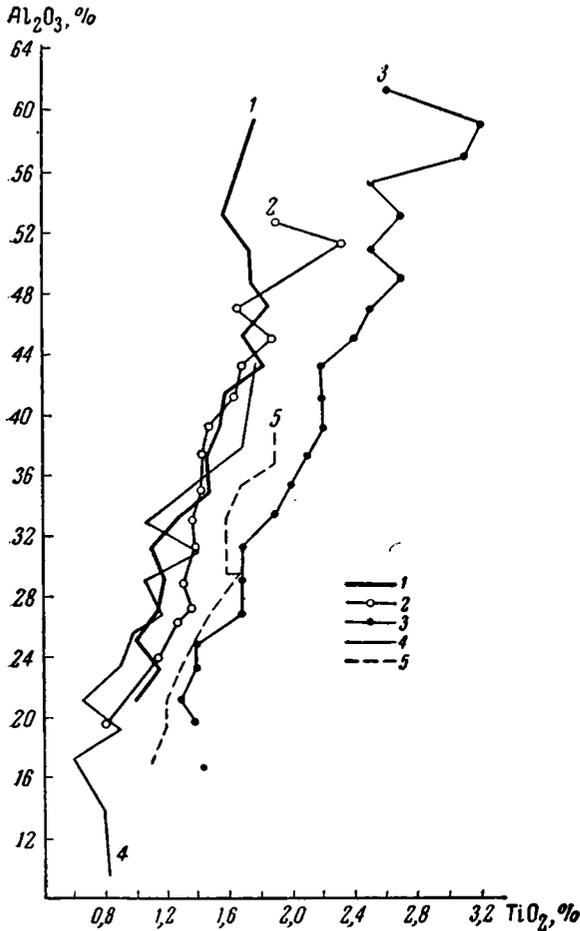
Чтобы определить характер зависимости Al_2O_3 и TiO_2 для обломочных бокситов Казахстана, мы построили кривые для каждой группы месторождений. Метод построения кривых виден на фиг. 1, где совмещены все три кривые для бокситовых пород и две кривые для кор выветривания. По оси абсцисс откладывали средние значения TiO_2 , по оси ординат — средние значения Al_2O_3 для заранее выбранных интервалов содержания этого компонента (8—12, 12—16, 16—20% и т. д. до 60—64%). Количество анализов, использованных для построения каждой из пяти кривых, колеблется от 320 до 382 для бокситовых пород и несколько меньше (около 200) для кор выветривания. Для получения объективных данных мы использовали в каждом разрезе не единичные, а все имеющиеся анализы от подошвы до кровли бокситоносной толщи.

Из рассмотрения полученных кривых (фиг. 1) можно видеть, что в бокситовых породах существует прямая количественная связь между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 . С увеличением одного из этих компонентов происходит закономерный рост содержания другого.

Каждому значению Al_2O_3 соответствует довольно определенное содержание TiO_2 . В целом кривые фиг. 1 выражают ту же самую зависимость, которая установлена Г. и С. Бардоши в 1954 г. Отсюда первый вывод: тесные количественные соотношения между Al_2O_3 и TiO_2 суще-

ствуют не только в геосинклинальных бокситах типа венгерских, но характерны также и для континентальных обломочных бокситов.

Где же создаются эти соотношения? Кривые, построенные для кор выветривания (фиг. 1), которые служат материнской породой для бокситов, вполне параллельны кривым для бокситовых пород и отличаются от последних только тем, что они смещены к нижней части графика.



Фиг. 1. Кривые соотношений TiO_2 и Al_2O_3 в бокситовых породах и корях выветривания.

Бокситовые породы: 1 — Тургайские м-ния; 2 — Акмолинское м-ние; 3 — Амангельдинские м-ния. Кори выветривания: 4 — порфириды и их туфы; 5 — аркозовые песчаники, алевролиты и аргиллиты

То же относится и к корам выветривания: в Амангельдинских корях содержание TiO_2 колеблется от 1,1 до 1,9; в Целиноградских и Тургайских — от 0,8 до 1,8. Следовательно, мы получили новое подтверждение того, что содержание TiO_2 в бокситовых породах, как и количество Al_2O_3 определяется материнской корой выветривания. Существование зависимости между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 в бокситовых породах хорошо видно также на графиках фиг. 2. Хотя в среднем соотношения Al_2O_3 и TiO_2 строго закономерны, все же имеются отклонения от нормы. Наблюдаются два типа отклонений:

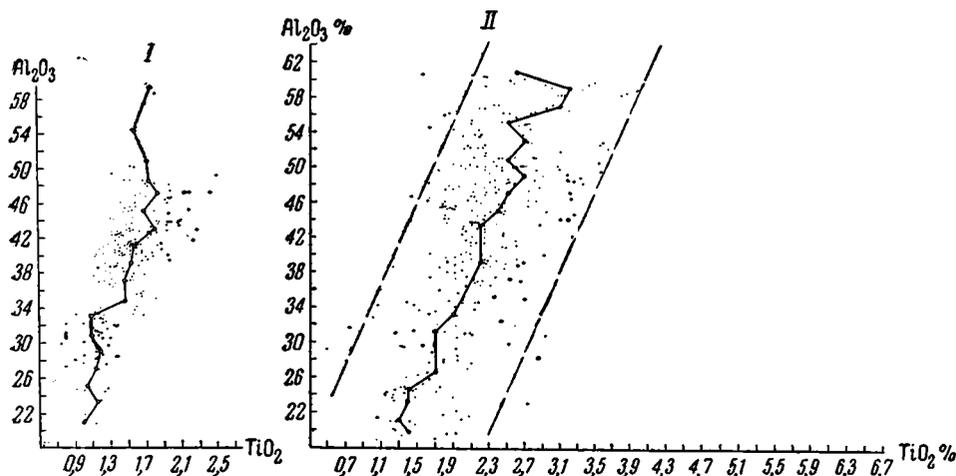
Это и понятно, поскольку содержание Al_2O_3 и TiO_2 в корях выветривания ниже, чем в бокситах.

Следовательно, количественные соотношения между Al_2O_3 и TiO_2 , свойственные бокситовым породам, существуют уже в корях выветривания — источниках сноса бокситового материала. Здесь же необходимо отметить еще одно обстоятельство. На фиг. 1 изображены две группы кривых — одна для Тургайских и Целиноградских м-ний, где бокситы генетически связаны с корой выветривания основных пород — порфиридов, другая для Амангельдинских м-ний, где источником материала для образования бокситов служили коры выветривания осадочных пород, преимущественно кислых аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов.

Кривые для Амангельдинских м-ний смещены вправо, поскольку средние содержания TiO_2 в бокситовых породах (1,3—3,2%) здесь выше, чем в Тургайских и Целиноградских м-ниях (0,8—2,3%).

1. Содержание TiO_2 меньше того, которое соответствует данному количеству Al_2O_3 . Отношение $TiO_2 : Al_2O_3$ слишком мало, точки на графике лежат левее кривой средних соотношений этих элементов.

2. Содержание TiO_2 больше того, которое соответствует данному количеству Al_2O_3 , согласно существующим соотношениям. Отношение $TiO_2 : Al_2O_3$ слишком велико, точки не укладываются вблизи кривой и смещаются вправо.



Фиг. 2. Соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в бокситовых породах

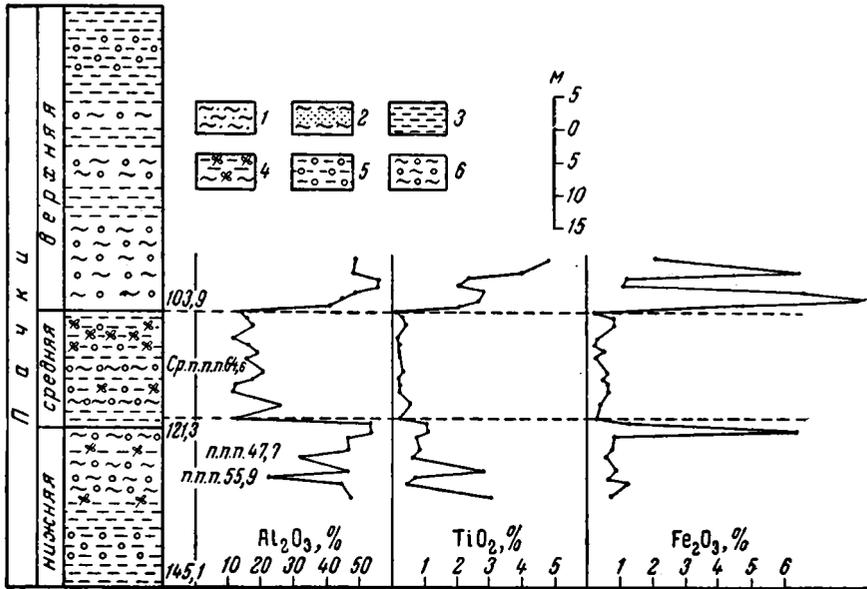
I — Тургайские м-ния; II — Амангельдинские м-ния

Рассмотрение природы этих отклонений позволит, как нам кажется, выяснить процессы, нарушающие корреляцию TiO_2 и Al_2O_3 . Интересно, например, узнать, первичны эти процессы или нет, связаны ли с бокситообразованием, закономерны ли они или являются случайными, наложенными.

Рассмотрим первый случай, когда содержание TiO_2 в породе мало по сравнению с содержанием Al_2O_3 . Наглядный пример такого рода — углистые бокситоносные породы в ряде разрезов Амангельдинских м-ний. В одном из таких разрезов толща бокситовых пород подразделяется на три пачки: верхнюю красную пачку бокситов и глин, среднюю серую пачку лигнитовых бокситов и глин с углистыми включениями и прослоями и нижнюю красную пачку бокситов и глин (фиг. 3). Поскольку эти породы бескарбонатны, средние содержания потерь при прокаливании за вычетом воды соответствуют в них количеству органического углерода и составляют в серой пачке 40—45%, достигая в отдельных образцах 50%. Общая мощность бокситоносной толщи около 90 м.

Из рассмотрения графиков (фиг. 3) видно, что содержания TiO_2 и Al_2O_3 резко падают в средней пачке лигнитовых пород по сравнению с верхней и нижней красными пачками. На первый взгляд это понижение связано как будто бы с разбавлением органическим веществом в тех породах, где потери при прокаливании достигают 40—50%. Чтобы проверить это положение, мы подсчитали средние содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 во всех трех пачках и вычислили отношение TiO_2 к Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 1). Сравнение полученных результатов показывает, что содержание TiO_2 уменьшается в серой пачке по сравнению, например, с верхней красной более чем в десять раз, тогда как содержание Al_2O_3 падает всего лишь в три раза. Следовательно, корреляция TiO_2 и Al_2O_3 в дан-

ных условиях нарушается. Соответственно изменяются отношения этих компонентов от пачки к пачке. Причиной нарушения их корреляции приходится считать довольно значительный вынос титана, который осуществлялся в сильновосстановительных условиях при больших содержаниях $C_{орг}$. По нашим подсчетам фиксируется также и вынос железа из



Фиг. 3. Распределение Al_2O_3 , TiO_2 и Fe_2O_3 по разрезу бокситоносных пород палеоцена — эоцена. Месторождение Амангельдинской группы

1 — зеленые глины миоцена; 2 — пестроцветные песчаные глины олигоцена — миоцена; 3 — каолинистые глины; 4 — углистые глины и глинистые бокситы с растительными остатками; 5 — бокситовые глины; 6 — глинистые бокситы

серой пачки. Содержание его падает от 4,52% в верхней красной пачке до 0,5 в средней и снова повышается до 1,48% в нижней красной. Сравнение с титаном показывает, что последний выносится как будто бы даже интенсивнее, чем железо. Содержание Fe_2O_3 уменьшается в сред-

Таблица 1

Средние содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 и их соотношения в красных железистых и серых углистых породах

Название пород	Число анализов	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$
		%				
Пачка красных бокситов и глин	8	3,0	49,17	4,52	0,061	0,66
Пачка серых лигнитовых бокситов и глин	13	0,28	15,99	0,50	0,017	0,56
Пачка красных бокситов и глин	9	1,27	43,8	1,48	0,028	0,86

ней пачке по сравнению с верхней только в девять раз. Однако явление это лишь кажущееся. Дело в том, что железо частично вынесено и из красных пачек. Во всяком случае, содержание Fe_2O_3 (1,48 и 4,52%) в этих пачках значительно ниже средних содержаний (15—30%), которые

наблюдаются в неизменных бокситах. Поэтому разница в содержании Fe_2O_3 в этих свежих породах будет во много раз больше, чем в серых углистых, что и видно, например, из сравнения анализов частично обеленных и свежих бокситовых пород (табл. 2).

Таблица 2

Химические анализы бокситов, измененных вторичными процессами

№ образца и название породы	Компоненты						
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	сумма
Обр. 1. Красный каменистый боксит (Козыревское м-ние)	3,74	43,14	27,70	3,35	19,21	1,82	99,66
Обеленный участок в красном каменистом боксите	1,74	59,60	3,44	3,89	29,45	1,02	99,14
Обр. 2. Цемент красного каменистого боксита (Амангельдинское м-ние)	2,78	52,72	12,62	6,14	19,90	1,99	96,15
Обеленные участки в красном каменистом боксите	0,93	41,18	1,14	37,69	15,63	1,20	97,77

Приведенные данные показывают, что в условиях сильновосстановительной среды происходит значительный вынос железа, титана и частично алюминия. Последний, по-видимому, становится подвижным при низких значениях pH. Эти элементы выносятся в разной степени, что служит причиной нарушения постоянного соотношения TiO₂ и Al₂O₃. Содержание TiO₂ падает при этом до 0,16—0,5%, тогда как содержание Al₂O₃ не опускается ниже 12—25% (см. фиг. 3).

Некоторые данные о подвижности титана в присутствии органического вещества, например торфа, нарушающего его связь с алюминием, известны из работ М. Н. Яковлевой (1958), Г. И. Бушинского (1958), Ю. К. Горецкого (1960), А. А. Мигдисова (1963), Л. В. Хмелевской и др. (1948) и других. Интересно, что количество титана в разных горизонтах хибинских почв обратно пропорционально количеству содержащегося в них органических веществ (Виноградов, 1957).

Представляют интерес работы Д. Кэррол (Carrrol, 1960), изучавшей неконсолидированные осадки в долине Мэриленда. Наряду с пиритом и сидеритом, эти осадки содержат аутигенные минералы титана. Пользуясь уравнением Нернста, Кэррол подсчитала количество Ti⁴⁺, восстановленного в Ti³⁺ в среде с сидеритом и пиритом при pH 3 и pH 4, и получила следующие данные (в %):

	pH 3	pH 4	
<i>Eh</i> (—0,1 <i>v</i>)	0,3	0,002	сидеритовая среда
<i>Eh</i> (—0,3 <i>v</i>)	84	5	пиритовая среда

Таким образом, при *Eh* — 0,3 *v* и pH 3 значительные количества Ti⁴⁺ могут восстанавливаться до Ti³⁺, который намного более подвижен.

Помимо присутствия органического вещества, в бокситовой толще существуют и другие факторы, которые могут создавать восстановительные условия, нарушающие постоянные отношения TiO₂ и Al₂O₃. Таковы, например, более молодые угленосные породы, залегающие на бокситах. Грунтовые воды, фильтрующиеся через эти породы, снижают *Eh* в бокситовой пачке и способствуют появлению в ней вторичной минерализации (Лисицына, Пастухова, 1961). Вторичные процессы очень сильно

меняют облик бокситоносных пород и распространяются на больших глубинах в коре выветривания. Восстановительные условия, сопутствующие этому процессу, способствуют и здесь выносу титана, хотя в меньшей степени, чем в рассмотренном выше случае. Это явление наблюдается, например, при сравнении обеленных участков в красном каменистом боксите с неизменной массой бокситов (фиг. 4, I). В табл. 2 приведены две пары анализов двух образцов красного каменистого боксита и его обеленных участков, отобранных на Козыревском и Амангельдинском м-ниях. Из сравнения этих анализов видно, что нормальные для свежего боксита содержания TiO_2 резко уменьшаются в обеленных участках вместе с уменьшением содержания железа и иногда Al_2O_3 . Количество кремнезема при этом пассивно растет (обр. 2). В обр. 1 также наблюдается некоторое повышение содержания Al_2O_3 . Нарушение количественных соотношений алюминия и титана в связи со вторичными эпигенетическими процессами видно на фиг. 5. Среднее содержание TiO_2 во вторично измененных бокситах равно 1,62%, т. е. значительно ниже, чем в свежих (2,30%), тогда как содержание Al_2O_3 в тех и других различается очень мало (47,7 и 43,06%) (табл. 3). В результате вторично измененные и свежие бокситы образуют два разоб- щенных поля точек на графике, где по оси абсцисс отложены содержания TiO_2 , а по оси ординат — содержания Al_2O_3 .

Таблица 3

Соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в свежих красных и вторично обеленных каменистых бокситах

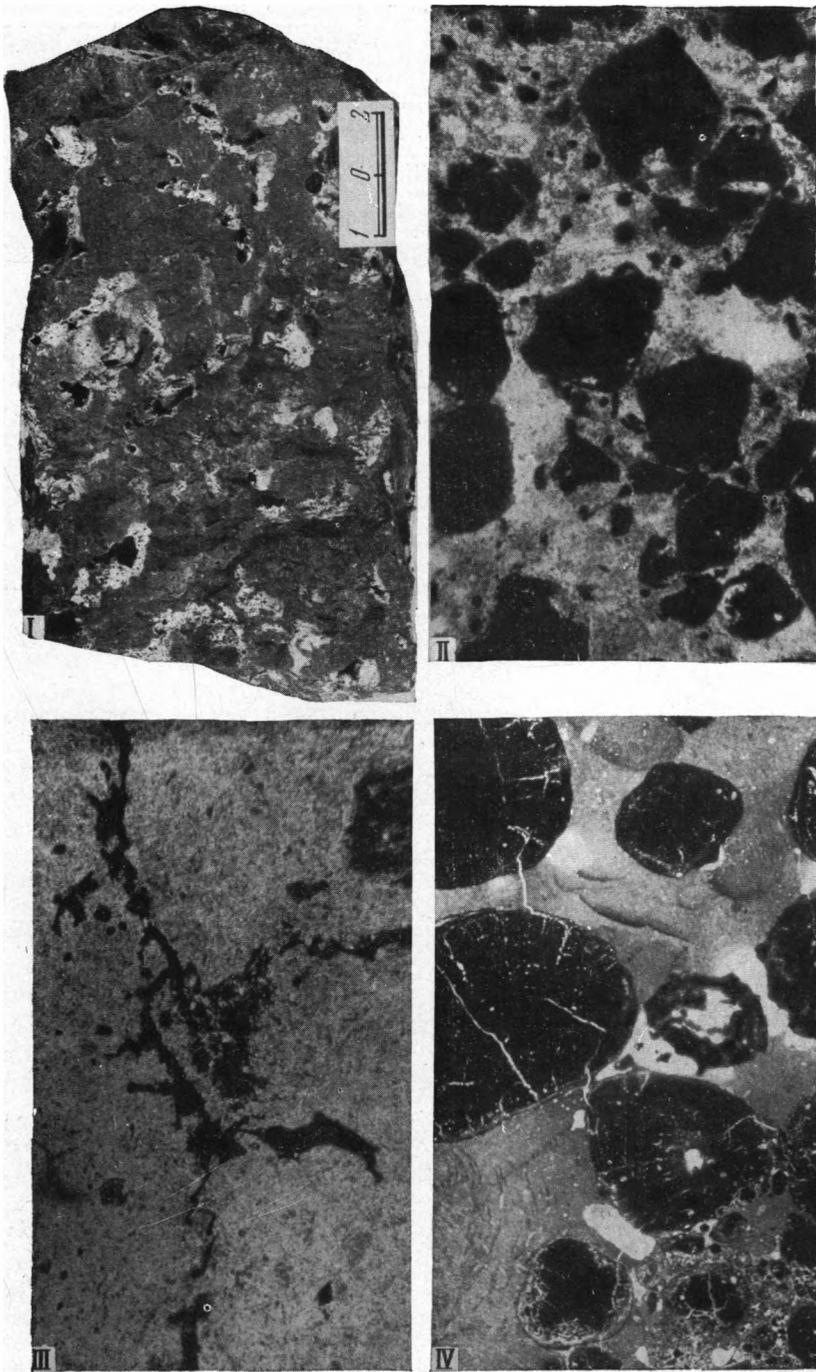
Название породы	Компоненты		
	Ср. TiO_2	Ср. Al_2O_3	Ср. $TiO_2 : Al_2O_3$
Свежие красные каменистые бокситы	2,30	47,73	0,048
Обеленные каменистые бокситы	1,62	43,06	0,037

Из рассмотрения этих примеров следует, что основной причиной пониженных содержаний TiO_2 в бокситах служат резко восстановительные условия. Эти условия могут возникать как одновременно с образованием бокситоносной толщи (накопление углистого вещества), так и значительно позже, в результате наложения вторичных эпигенетических процессов.

Рассмотрим второй тип отклонений от кривых, выражающих соотношения алюминия и титана, когда титан присутствует в повышенных количествах. Здесь имеют место локальные обогащения боксита терригенными обломками титанистых минералов.

Под микроскопом было изучено несколько образцов с большим содержанием TiO_2 , не укладывающихся в закономерность, выраженную кривыми фиг. 1—2. В них, как правило, были обнаружены скопления обломков титанистых минералов, к числу которых относятся ильменит, сфен, рутил, брукит, лейкоксен (фиг. 4, II).

Помимо терригенных обломков, в бокситах, обогащенных TiO_2 , наблюдаются короткие извилистые прожилки и сгустки лейкоксена — следы перемещения титана (фиг. 4, III). Можно предположить, что титан, который выносится из пород, богатых $C_{орг.}$, перемещаясь на короткие расстояния под влиянием восстановительных условий, обогащает соседние участки бокситов.



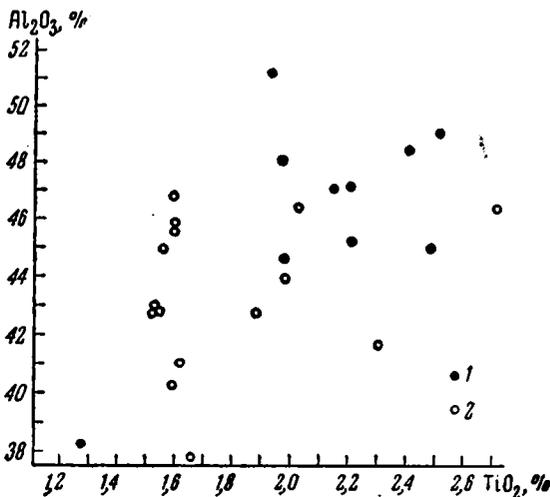
Фиг. 4.

I — Красный каменный боксит с обеленными участками. Амагельдинская группа м-ний; *II* — скопление обломочных зерен ильменита в цементе каменистого боксита. Николь один, $\times 160$. Краснооктябрьское м-ние; *III* — прожилок лейкоцена в обеленном каменистом боксите. Николь один, $\times 160$. Макеевское м-ние; *IV* — замещение каменистого боксита ферриалюмогелем. В правом нижнем углу снимка виден участок не замещенного гелем цемента с обломочной структурой. Николь один, $\times 10$. Краснооктябрьское м-ние

Некоторые факты, указывающие на известную подвижность TiO_2 в почвах, приведены в свое время А. П. Виноградовым (1957), который отметил, что в сероземах горизонт A_1 обедняется титаном, тогда как количество титана растет в нижележащих горизонтах.

Было замечено, что наиболее богатые TiO_2 образцы (более 6% TiO_2), сильно смещенные вправо от корреляционной кривой (см. фиг. 2), представлены, как правило, обеленными разностями. Содержание железа в этих образцах, выраженное в виде Fe_2O_3 , обычно не выше 1—2%. Поскольку в бокситах наблюдаются реликтовые железистые участки, можно считать, что железо отсюда было в значительной части вынесено. Мы пересчитали имеющиеся у нас химические анализы красных железистых бокситов, вычтя из них почти все железо, и затем сравнили полученные цифры с анализами белых маложелезистых бокситов из той же бокситоносной пачки. Данные приведены в табл. 4, из которой можно видеть, что в результате выноса железа (обесцвечивания) из бокситов в них пассивно повысилось содержание титана, алюминия и кремнезема.

Под микроскопом в этих бокситах никаких изменений структуры, кроме выноса железа, не обнаружено. По-видимому, при менее восстановительной среде, чем существовавшая в углистых породах, титан остался на месте. В этих обеленных образцах отклонения от корреляционной кривой в связи с повышенным содержанием TiO_2 становятся еще более заметны.



Фиг. 5. Соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в свежих и измененных вторичными процессами каменистых бокситах Тургайских м-ний

Каменистые бокситы: 1 — свежие; 2 — измененные

Таблица 4

Химический состав цемента и бобовин в красных и в обеленных каменистых бокситах

Название породы	Компоненты								
	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	CaO	MgO	H_2O^+	H_2O^-	сумма
Цемент красного каменистого боксита	4,59	38,36	30,57	3,00	0,48	0,04	20,13	1,46	98,63
То же, пересчитано после исключения Fe_2O_3	6,68	55,89	0,83	4,37	0,69	0,05	29,33	2,12	99,96
Цемент белого каменистого боксита	5,59	52,93	0,84	13,92	0,52	0,03	26,05	0,38	100,26
Бобовины красного каменистого боксита	4,15	31,49	41,82	2,28	0,66	0,04	16,04	1,48	97,99
То же, пересчитано после исключения Fe_2O_3	7,28	55,25	1,43	4,00	1,15	0,07	28,19	2,55	99,92
Бобовины белого каменистого боксита	6,43	58,31	0,84	1,62	0,82	0,01	31,19	0,66	99,88

Итак, повышенные содержания титана в бокситах, нарушающие определенные соотношения его с алюминием, объясняются как первичным механическим обогащением бокситовых пород терригенными зернами титанистых минералов, так и влиянием вторичного химического перемещения титана в боксите.

Необходимо остановиться на рассмотрении еще одной особенности корреляционных кривых. На фиг. 1 можно видеть, что все кривые наклонены под определенным углом к оси абсцисс. Однако это направление меняется при высоких значениях Al_2O_3 , и тогда все корреляционные кривые в той или иной степени отклоняются к оси ординат — иными словами, при высоких содержаниях глинозема нарушается соответствие между ростом Al_2O_3 и TiO_2 ; Al_2O_3 растет быстрее, чем TiO_2 .

Рассмотрение соответствующих образцов под микроскопом показывает обогащение их алюмогелем, который замещает местами значительную часть цемента и корродирует бобовины (фиг. 4, IV). Количество геля, по данным подсчетов под микроскопом, достигает иногда 50%. Химические анализы алюмогеля из каменистого боксита и всей породы в целом приведены в табл. 5.

Таблица 5

Содержание TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2 в каменистом боксите и в геле каменистого боксита

Название породы	Компоненты			
	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2
Каменистый боксит	1,82	58,46	12,24	2,57
Гель в каменистом боксите	0,43	60,00	7,64	0,99

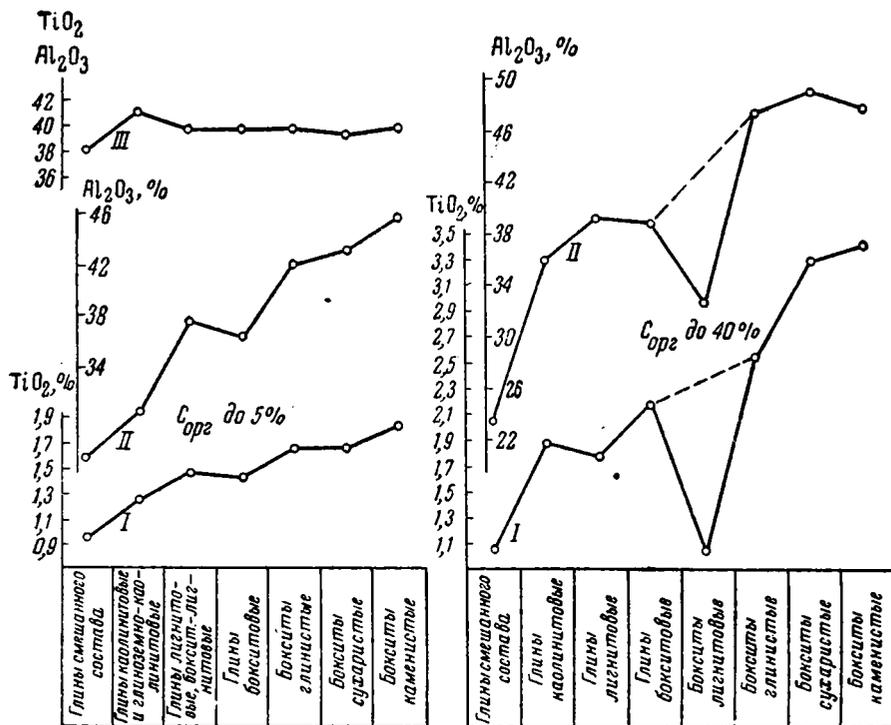
Алюмогель содержит 0,43% TiO_2 против 1,82% в боксите. По-видимому, здесь наблюдается как бы разбавление породы алюмогелем, бедным TiO_2 . В таких случаях можно считать, что на некоторых участках, богатых глиноземом каменистых бокситов, происходит разделение алюминия и титана.

Таким образом, рассмотрение всех отклонений от корреляционной кривой показывает, что эти отклонения зависят от причин и процессов двух типов: процессов, сопутствующих бокситообразованию, и более поздних, вторичных, наложенных процессов. К процессам, сопутствующим бокситообразованию, относятся механическое обогащение бокситов обломками титанистых минералов, накопление углистого вещества, которое влечет за собой химический вынос титана из углистых пород, и др. В числе вторичных, более поздних, наложенных процессов нами отмечены проявления эпигенетической минерализации: обеление, сидеритизация и т. д.

Наблюдаемые же соотношения TiO_2 и Al_2O_3 устанавливаются еще в коре выветривания¹. Как увязываются полученные выводы с представлениями о генезисе обломочных бокситов? Изучение структурных типов бокситовых пород, проведенное нами ранее, показало, что бокситы рассматриваемого типа образуются не только за счет механического

¹ Возможно, что постоянные соотношения TiO_2 и Al_2O_3 , наблюдаемые в осадочных породах, существуют в изверженных материнских породах, однако этот вопрос изучен недостаточно.

переотложения продуктов коры выветривания. Более поздние процессы выноса кремнезема и перераспределение других элементов способствуют преобразованию переотложенного обломочного материала в боксит. Эти процессы бокситизации запечатлены в изменении структур переотложенной коры выветривания от обломочных, свойственных малоглиноземистым глинам, до бобовых и микробобовых, свойственных высокоглиноземистым бокситам (Лисицына, Пастухова, 1963).



Фиг. 6. Средние содержания TiO₂ (I) и Al₂O₃ (II) и их соотношения в разных типах бокситовых пород (III) (слева — Тургайское м-ние, справа — Амангельдинское)

Если расположить в ряд породы бокситоносной пачки от обломочных глин смешанного состава с минимальным содержанием Al₂O₃, которые являются почти неизменными продуктами переотложения коры выветривания, до каменистых бокситов, наиболее богатых Al₂O₃, то можно видеть, что средние содержания TiO₂ в этом ряду закономерно растут, как и средние содержания Al₂O₃ (фиг. 6). И те и другие превышают содержание этих элементов в материнской коре выветривания. По-видимому, при бокситизации продолжается накопление Al₂O₃ и TiO₂. Соотношение их при этом остается примерно одинаковым.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
 Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.
 Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., 1960.
 Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1961.

- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 95, 1963.
- Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. Геохимия, № 2, 1960.
- Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. В кн.: Химия земной коры, т. 1. Тр. геохим. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского. М., 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1962.
- Хмелевская Л. В. и др. К вопросу о парагенезисе титана, органического углерода и некоторых других элементов. Докл. АН СССР, т. 13, № 6, 1948.
- Яковлева М. Н. О геохимии алюминия, титана, железа и кремния в условиях сернокислотного выветривания (в связи с вопросом о происхождении боксита). В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Bardossy G. I., Bardossy S. L. Contributions to the Geochemistry of Titanium. Acta geol. Acad. hung., t. II, fasc. 3—4, 1954.
- Carrol D. Ilmenite Alteration under Reducing Conditions in Unconsolidated Sediments. Econ. Geol., v. 55, N 3, 1960.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
10.V.1963

УДК 546.824+661.862.22:553.492.1

О ЗНАЧЕНИИ ТИТАНОВОГО МОДУЛЯ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ ГЕНЕЗИСА БОКСИТОВ

Н. М. СТРАХОВ

В настоящее время собрано много данных о титановом модуле, т. е. отношении $TiO_2 : Al_2O_3$ в разных типах осадочных пород. На первый взгляд, это совершенно частный вопрос геохимии титана. В действительности же титановый модуль представляет крупный теоретический интерес, так как позволяет объективно подойти к анализу генезиса бокситов, столь дискутируемому в настоящее время.

Резюмируем, прежде всего, основные закономерности, которые вытекают из суммы фактических данных по титановому модулю.

1. Существует три типа отношений $TiO_2 : Al_2O_3$. В первом случае TiO_2 в бокситах растет параллельно с увеличением в них Al_2O_3 с незначительными в общем отклонениями от пропорциональности. Во втором — между TiO_2 и Al_2O_3 никакой связи нет. Третий тип характеризуется отсутствием в породе титана и стало быть нулевыми величинами титанового модуля. Первый тип модуля (упорядоченный) наиболее распространен в природе и характерен для бокситов; второй (пестрый) встречается гораздо реже; третий установлен пока в единичных месторождениях (подмосковные бокситы, см. статью Трубиной К. В. в этом номере).

2. Ни упорядоченный, ни пестрый тип титанового модуля не связаны с фаціальным или петрографическим типом бокситов. Так, упорядоченный тип установлен на месторождениях и озерного, и карстового, и морского генезиса, возникших как на платформе (Тихвинское м-ние, тургайские, амангельдинские, татарские и другие бокситы), так и в геосинклиналях (Красная Шапочка, ряд венгерских бокситов); при этом сами бокситовые руды бывают и тонкозернистыми, и пелитоморфными, и с резко выраженной обломочной структурой. Точно также и пестрый титановый модуль наблюдается и в озерных (часть североонежских бокситов), и в морских бокситовых рудах (Боксон) как с обломочной, так и с пелитоморфной структурой. Встречаются случаи, когда в одной части месторождения наблюдается пестрый титановый модуль, а в другой — упорядоченный (североонежские бокситы). Третий тип титанового модуля встречен пока только в специфических бокситах инфильтрационного типа.

3. В тех случаях, когда в бокситовом месторождении сохранилась кора выветривания, видно, что титановый модуль, характерный для данного месторождения, устанавливается еще при формировании коры и, так сказать, наследуется от нее бокситом. Поэтому элювий и бокситы, развившиеся на основных породах, обладают титановым модулем, несколько отличным от модуля элювия и бокситов, развитых на глинистых породах (фиг. 1 в статье Лисицыной и Пастуховой).

4. Пестрый тип титанового модуля представляет собой крайний случай развития тех ограниченных отклонений от строгой пропорциональности между TiO_2 и Al_2O_3 , которые свойственны также упорядоченному типу. Причины уклонений разнообразны. На стадии седиментогенеза уклонения вызываются неравномерным рассеиванием в бокситовой породе обломочных титановых минералов (ильменита, титаномагнетита, сфена, рутила и др.), наличием локальных сгущений и, наоборот, локального обеднения этими минералами. На стадии диагенеза — главным образом перераспределением Al_2O_3 в условиях относительно повышенного рН: такой рН делает TiO_2 неподвижным, но позволяет глинозему уходить из одних участков породы, сосредоточиваясь в других. В бокситах, обогащенных $S_{орг.}$, некоторую роль играют также редукция TiO_2 , вынос его из одних участков породы и сосредоточение в других. При малой силе действия всех этих «возмущающих» факторов отклонения титанового модуля от строгой пропорциональности TiO_2 и Al_2O_3 незначительны или ограничены; возникает упорядоченный его тип; при интенсивном действии «возмущающих» факторов отклонения большие, и возникает пестрый тип модуля.

Что же дают эти эмпирические закономерности титанового модуля для понимания генезиса бокситов? Очень многое.

Тот факт, что титановый модуль в бокситах как бы наследует этот модуль, возникший еще в коре выветривания, может означать только одно: что осадочные бокситы представляют собой механически переотложенный верхний, глиноземный горизонт латеритной коры выветривания. При этом, если в элювии было мало и очень мало самостоятельных титановых минералов (ильменита, титаномагнетита и др.), а титан скрывался (изоморфно) в глинистых и глиноземных минералах, титановый модуль осадочного бокситового пласта был упорядоченного типа, независимо от того, каким способом переотлагался глиноземный горизонт латеритной коры выветривания. Он мог (если был рыхлый) размучиваться до тончайшей мути, так что возникший за счет нее бокситовый пласт приобретал тонкозернистую или даже пелитовую структуру. Но он мог (в случае сцементированности) раздробляться на грубые частицы песчаной или даже гравийной размерности и давать после переотложения бокситовый пласт обломочной структуры. В обоих случаях титановый модуль сохранял свой упорядоченный тип.

Но если в коре выветривания было много самостоятельных титановых минералов разных, в том числе и значительных размеров, то титановый модуль претерпевал при отложении материала существенные изменения. Титановые минералы после переноса, как правило, распределялись в осадке неравномерно и весьма неравномерно, что делало отношение $TiO_2 : Al_2O_3$ в разных точках пласта резко варьирующим и, значит, модуль пестрым. У незначительных по размерам бокситовых месторождений, где самостоятельные титановые минералы распределялись по всей площади пласта, пестрый тип модуля характеризовал все месторождения в целом. Но у крупных месторождений титановые минералы сгужались лишь на части общей площади бокситов, обладавшей обломочной структурой; только эта часть и обладала пестрым титановым модулем; в более далекой от источника сноса тонкозернистой части бокситового пласта, куда самостоятельных титановых минералов поступало очень мало или не поступало совсем, титановый модуль варьировал в гораздо более узких границах и принадлежал уже упорядоченному типу (североонежские бокситы по В. Н. Григорьеву).

В процессах диагенеза Al_2O_3 обычно подвергался более или менее значительному перераспределению, уходя из одних мест и дополнительно

накапливаясь в других; особенно ярко проявлялось это при формировании каменистых бокситов в мезозойско-кайнозойских месторождениях Тургая, Амангельды и других мест; эти бокситы по существу являются породами, дополнительно обогащенными в диагенезе глиноземом. При таких диагенетических миграциях TiO_2 оставался неподвижным, так как рН илов был значительно выше двух. Отсюда титановый модуль, уже в седиментогенезе приобретший большую или меньшую изменчивость, увеличивает ее и порой в отдельных участках месторождений может стать пестрым. В бокситах, обогащенных $S_{орг.}$, процессы редукции захватывают не только Fe, но иногда и титан, делая его более подвижным и способным к перераспределению хотя бы на весьма ограниченной площади. Титановый модуль при этом становится, конечно, более изменчивым.

Так, накладываясь на процессы механического переотложения глиноземного горизонта коры выветривания, в котором уже установились определенные соотношения TiO_2 и Al_2O_3 , химическая переработка бокситового пласта дополнительно несколько изменяла титановый модуль, увеличивая его изменчивость. Тот факт, однако, что титановый модуль бокситового пласта все же прямо отвечает модулю тесно связанной с бокситом коры выветривания, доказывает, что изменения отношений $TiO_2 : Al_2O_3$ в диагенезе имеют вполне второстепенное значение. Решали все процессы механического переотложения глиноземного горизонта коры выветривания. Тем самым выявляется и генетический тип самих бокситовых месторождений в качестве механически переотложенных масс верхнего горизонта латеритной коры выветривания.

То, что близость титанового модуля бокситов и материнской для них коры выветривания может трактоваться только как результат процессов механического переотложения глиноземного горизонта, доказывается анализом тех случаев, когда перенос Al_2O_3 и TiO_2 происходит химическим путем.

Как известно, на Курильских о-вах высачиваются очень кислые хлоридно-сульфатные гидротермы с $pH < 2$. Они несут много Al_2O_3 и некоторое количество TiO_2 в растворе. При перемешивании вдоль ручьев происходит усреднение раствора, рН его поднимается и TiO_2 , а также Fe_2O_3 осаждаются еще в пределах суши. В море поступают растворы Al_2O_3 , лишенные титана, и когда глинозем в зоне смешения коагулирует, взвесь уже не содержит титана. Отделение титана от Al_2O_3 здесь выступает чрезвычайно ярко.

Ю. К. Горецким при работе на красноземах Грузии было установлено, что кислый поровый раствор, отжатый из коры выветривания, содержит как Al_2O_3 , так и TiO_2 . Титан имеется в растворе еще в воде ручейка, непосредственно вытекающего из коры выветривания, но исчезает уже в очень небольшом расстоянии от пункта высачивания, хотя Al_2O_3 остается. Отделение TiO_2 от алюминия и здесь проступает достаточно наглядно.

Мы должны поэтому признать, что, когда TiO_2 и Al_2O_3 идут в кислом растворе, они неизбежно очень быстро разделяются. Осадок глинозема становится беститановым. Этот процесс неотвратим, так как TiO_2 садится при $pH < 2$, а Al_2O_3 — при 4,5—5. Но беститановых бокситов нет, кроме единичных случаев инфильтрационных накоплений Al_2O_3 . Следовательно, химическая схема для обычных бокситов неприменима. Подчеркнем, что в случае инфильтрационных бокситов, Al_2O_3 в подземных десцендентных водах идет действительно в растворе и осаждается химическим путем, но титана при этом в рудах уже нет, так как рН вод недостаточно низок. Можно сказать поэтому, что при заведомо химическом

пути переноса и осаждения Al_2O_3 он отделяется от титана; при механическом переносе Al_2O_3 глиноземного горизонта латеритной коры выветривания титан мигрирует вместе с Al_2O_3 и титановый модуль в подавляющем большинстве случаев остается постоянным, так сказать, унаследованным.

К. К. Зеленовым было указано недавно, что растворенный Al_2O_3 , отделившийся еще на суше от титана, в дальнейшем сорбционно осаждается в бассейне TiO_2 , растворенный в воде, и, так сказать, вновь делается титаноносным. Эта идея, однако, не может быть принята по следующим соображениям. Допустим, что содержание Al_2O_3 в 1 л воды, поступающей в море, равно 20 мг. Так как бокситы содержат в среднем 2% TiO_2 , то 20 мг Al_2O_3 должны сорбировать из морской воды 0,4 мг TiO_2 . Но среднее содержание TiO_2 , растворенного в морской воде, всего $10^{-7}\%$ (А. П. Виноградов). Легко подсчитать отсюда, что для сорбирования 0,4 мг TiO_2 20 мг Al_2O_3 должны смешаться с 40 000 л воды. При этом концентрация глинозема в 1 л воды столь понизится, что бокситового месторождения он уже образовать не сможет в силу разбавления терригенной взвесью. Не получится месторождения бокситов и в том случае, если раствор Al_2O_3 , проходя под известковыми рифовыми осадками, коагулирует под влиянием карбонатов и сядет, так как количество TiO_2 , одновременно осажденного, будет слишком мало для создания нормального титанового модуля.

Таким образом, новый вариант хемогенной гипотезы образования бокситов, как и прежние, стоит в резком противоречии с составом бокситов и геохимией титана и потому принят быть не может.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
3.VII.1963

УДК 553.492.1 : 552.517(471.501)

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В БОКСИТАХ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАСЕЙНА

Е. С. ГУТКИН

На основании изучения состава и происхождения первичных аллитов, сиаллитов и терригенного материала в бокситах делается вывод о связи бокситообразования с элювием латеритной коры выветривания, развитой на континенте, и о моногидратном первичном составе бокситов.

Большинство геологов, изучавших девонские бокситы Урала, связывает их образование с элювием древней латеритной коры выветривания вулканогенных пород, расположенных вблизи бокситовых месторождений. Продукты латеритного распада пород приносились, по мнению одних, в морской бассейн, по мнению других — в пресноводные водоемы.

В последнее время И. И. Плотников и Е. Д. Миловидов (1962) пришли к выводу о латеритизации алюмосиликатного материала на месте при развитии древних карстовых процессов на известняках. Г. И. Бушинский (1958) считает, что латеритизация началась в коре выветривания и продолжалась на известняках при неоднократном переотложении материала из одной воронки в другую. Он полагает, кроме того, что девонские бокситы Урала первоначально имели частично гиббситовый, частично моногидратный состав, а затем в результате метаморфизма превратились в моногидратные, бемит-диаспоровые руды.

Для выяснения этих вопросов требуется изучать не только высококачественные бокситы, но главным образом первичные аллиты, сиаллиты и терригенный материал в бокситах.

В настоящей статье мы будем называть терригенным материалом любые примеси, сингенетичные как серым, так и красным бокситам. Сингенетичными или первичными терригенными мы их называем в отличие от кремнистых бокситов, аллитов и сиаллитов, гидросиликаты алюминия в которых образуются при процессах выветривания (Гладковский и Гуткин, 1960; Гуткин, 1962).

К первичным аллитам относятся породы, генетически связанные по месту и времени отложения с бокситами, но имеющие кремниевый модуль (Al_2O_3/SiO_2) меньше 2,6. Сиаллиты почти не содержат свободного глинозема. По размерам слагающих породу частиц среди аллитов и сиаллитов, как и среди бокситов, можно выделить аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты.

Определенный интерес представляет переслаивание аллитов с бокситами высокого качества на большой глубине. Краткое описание разреза рудного тела одной из глубоких скважин Петропавловского бассейна приведено в табл. 1, а химический состав искусственно обесцвеченных пород — в табл. 2.

Большая глубина залегания пород, их одинаковый вишнево-красный цвет, неизменные текстурно-структурные особенности и переслаива-

Таблица 1

Разрез рудного тела по скважине. Североуральский бокситовый бассейн

№ слоя	Глубина залегания, м	Краткое описание	№ образца
1	1049,15—1049,60	Боксит красный, каменистый	354 355
2	1049,60—1049,80	Боксит красный, рыхлый, переслаивающийся с яшмовидным	356 695
3	1049,80—1050,45	Боксит красный, каменистый с зеленовато-серыми пятнами	—
4	1050,45—1050,90	Боксит красный, каменистый	358
5	1050,90—1051,70	Аллит красный, рыхлый, переслаивающийся с яшмовидным	359 360
6	1051,70—1052,95	Боксит красный, каменистый	361
7	1052,95—1053,55	Боксит красный, яшмовидный, тонкоплитчатый	362
8	1053,55—1054,10	Боксит красный, рыхлый, с редкими обломками яшмовидного	363 692
9	1054,10—1054,60	Боксит красный, яшмовидный, тонкоплитчатый	694
10	1054,60—1058,80	Боксит красный, каменистый, с обломками яшмовидного и редкими маломощными прослоями маркового	693 353
11	1058,80—1060,00	Боксит красный, яшмовидный	352

ние бокситов высокого качества с кремнистыми бокситами и аллитами доказывают их первичное происхождение.

Содержание окиси железа в бокситах и бокситовидных породах составляет от 17 до 32%. Почти все окисное железо представлено безводной формой — гематитом. Для того чтобы произвести детальные минералогические исследования, тонкорастертые порошки пород были обезцвечены в 25%-ном растворе HCl при кратковременном (1—2 мин.) кипячении. При таком обезцвечивании минеральный состав пород остается прежним, за исключением гематита, железо которого переходит в раствор. Кроме того, при наличии в пробе кальцита и аллофана первый растворяется полностью, а второй частично.

Диаспоровый состав имеют каменистые бокситы слоя 1 и яшмовидные бокситы слоя 7. Хотя макроскопически эти бокситы четко отличаются от залегающих рядом с ними других слоев, однако при детальном минералогическом исследовании фиксируется постепенный переход от одних разновидностей боксита к другим. Так, слой 1 к основанию разубоживается кремнеземом, содержание которого достигает 12,88% (обр. 355, табл. 2), и постепенно переходит в кремнистый рыхлый боксит слоя 2.

Таблица 2.

Химический состав обезцвеченных в HCl фракций бокситов и бокситовидных пород, %

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	CO ₂	S	П.п.п.	Сумма
354	3,28	2,27	75,45	4,48	0,08	0,16	0,05	14,19	99,96
355	12,88	3,12	64,70	4,58	0,00	0,16	0,08	13,32	98,84
695	17,96	2,50	61,51	3,09	0,00	0,10	0,12	13,08	98,58
358	14,80	3,54	64,27	2,99	0,00	0,19	0,13	13,36	99,28
359	30,00	2,08	50,51	3,18	0,00	0,00	0,04	13,60	99,48
360	25,72	2,27	52,73	3,00	0,00	0,00	0,04	15,16	98,96
361	4,84	3,00	72,12	3,58	0,00	0,00	0,02	14,94	98,58
362	1,16	1,89	76,73	3,98	0,00	0,00	0,05	14,79	98,60
363	18,60	2,50	62,31	2,29	0,00	0,16	0,12	13,28	98,74
353	1,52	1,45	75,97	3,68	0,00	0,00	0,01	14,83	97,47

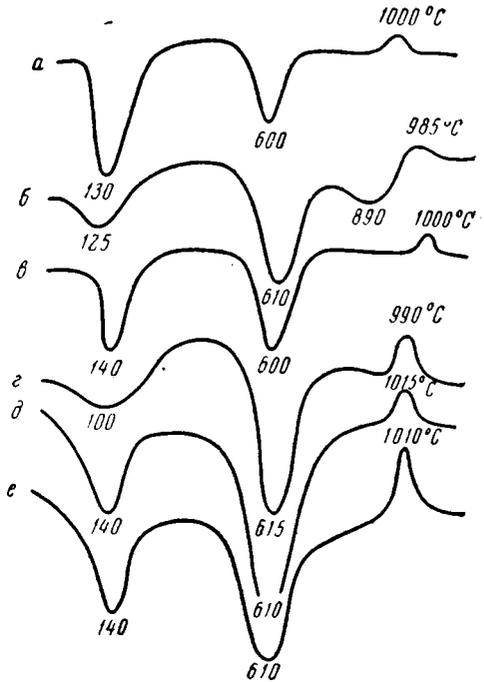
Красный яшмовидный боксит слоя 7 содержит вблизи контакта, кроме диаспора, еще и небольшую примесь бемита. Залегающий выше красный каменистый боксит слоя 6 имеет уже смешанный бемит-диаспоровый состав. На долю скрыто-кристаллического бемита здесь приходится 20% объема породы. Боксит слоя 10 имеет диаспор-бемитовый состав. На долю бемита здесь падает в среднем 75% объема породы, причем в верхней части слоя, ближе к контакту с диаспоровым яшмовидным бокситом слоя 9, бемита становится меньше.

Высококачественные бокситы переслаиваются с кремнистыми бокситами и аллитами. В кремнистых бокситах, кроме бемита и диаспора, существенное значение приобретают каолинит, метагаллуазит и аллофан.

Каолинит-диаспоровый состав имеют рыхлые и яшмовидные бокситы слоев 2 и 8. Кроме того, кристаллический каолинит с показателем светопреломления 1,560 фиксируется и в других слоях бокситов. В составе кремнистого каменистого боксита слоя 4 в большом количестве присутствует аллофан. На долю этого минерала приходится около 40% от объема всей породы. Под микроскопом аллофан представлен буровато-серыми изотропными зернами со средним показателем светопреломления 1,495. Пересчеты химических анализов фракций, обогащенных этим минералом, показывают, что аллофан близок по химическому составу к каолиниту. Присутствие аллофана подтверждается и термической кривой, на которой четко фиксируется глубокий эндотермический эффект при температуре 130° (фиг. 1, а). Другие эндо- и экзотермические остановки на кривой нагревания обусловлены присутствием моногидратов глинозема и незначительной примесью метагаллуазита.

Рыхлый аллит слоя 5 (обр. 359) представлен диаспором и метагаллуазитом. Оптические исследования и пересчет химических анализов обесцвеченных фракций показывают, что на долю метагаллуазита здесь приходится до 65% от общего веса всей фракции. Показатель светопреломления слабоанизотропного метагаллуазита варьирует от 1,550 до 1,555. На кривой нагревания (фиг. 1, б) метагаллуазит фиксируется эндотермическими остановками при температуре 125, 610° и экзотермической остановкой при температуре 985°. Эндотермический эффект при температуре 890° обусловлен примесью кальцита, поскольку эту пробу перед производством термического анализа не обрабатывали HCl.

Крепкий яшмовидный аллит (табл. 1, обр. 360) содержит в своем составе диаспор, аллофан, метагаллуазит и галлуазит. Аллофан фикси-



Фиг. 1. Кривые нагревания бокситов и первичных аллитов:

а — обр. 358 красного каменистого боксита (см. табл. 1, слой 4), б — обр. 359 красного рыхлого аллита (то же, слой 5), в — обр. 360 красного яшмовидного аллита (то же), г — обр. 699 буровато-красного аллита Черемуховского м-ния, д — обр. 424 пятнистого аллита (то же), е — обр. 420 буровато-красного аллита (то же)

руется в виде изотропных зерен с показателем светопреломления 1,490. Кроме того, аллофан в яшмовидном аллите подтверждается и кривой нагревания, показывающей глубокий эндотермический эффект при температуре 140° (фиг. 1, в). Метагаллуазит и галлуазит имеют одинаковую оптическую характеристику. Средний показатель светопреломления этих минералов в яшмовидном аллите равен 1,552. Оба минерала показывают одни и те же термические эффекты: эндозффекты при температуре 140,600° и слабый экзоэффект при температуре 1005°. Приводимая нами кривая нагревания яшмовидного аллита (фиг. 1, в) отображает смесь минералов аллофана, диаспора, галлуазита и метагаллуазита. Однако ни оптические исследования, ни термический анализ не дают в данном случае ответа на вопрос, имеем ли мы дело с одним только галлуазитом или метагаллуазитом, или же со смесью этих двух минералов. Пересчеты химических анализов показывают, что если исключить из пробы диаспор и аллофан, химический состав которого, как указывалось выше, соответствует составу каолинита, то мы получим минеральную смесь, имеющую формулу $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2,5H_2O$. Избыток воды против ее теоретического содержания в метагаллуазите мы относим за счет примеси в пробе галлуазита. В настоящей статье при пересчетах химических анализов за воду принимается потеря при прокаливании, поскольку остальные летучие компоненты либо определены (S, CO_2), либо отсутствуют (С). Некоторые пробы, речь о которых будет идти ниже, первоначально содержали незначительное количество органического вещества. Поэтому перед химическим анализом такие пробы были обработаны 5%-ным раствором перекиси водорода.

Кроме однородных по цвету и структуре первичных аллитов, на месторождениях встречаются пятнистые аллиты. Внешне это прочно сцементированные породы, где на общем буровато-красном фоне отчетливо выделяются серые, темно-серые и зеленовато-серые включения размером до нескольких сантиметров в диаметре. Встречаются также аллиты, цемент которых представлен зеленовато-серым веществом, а включения — красновато-бурым.

Пятнистые первичные аллиты залегают на разных глубинах от дневной поверхности. В некоторых буровых скважинах переслаивание пятнистых аллитов с вишнево-красными немаркими и яшмовидными бокситами наблюдалось нами на глубине более 800 м. По размерам слагающих породу включений среди пятнистых аллитов можно выделить гравелиты и конгломераты. Цемент аллитов представлен тонкоотмученным алевро-пелитовым материалом.

Красновато-бурый материал, который в одном случае слагает цемент породы, а в другом — включения, обогащен гематитом, бемитом и диаспором. Серый и зеленовато-серый материал первичных аллитов либо совсем не содержит моногидратов глинозема, либо эти минералы имеют здесь подчиненное значение. Следует указать, что вследствие прочной цементации породы при раздельном отборе проб на анализы очень трудно избежать механических примесей из материала цемента в пробу галек и наоборот. Это необходимо учитывать при рассмотрении данных табл. 3, где представлен химический состав аллитов, галек и цемента.

Буровато-красный материал первичных аллитов практически не отличается от известных литологических типов бокситов. Обычно это пелитовый, песчаный или галечный материал красных немарких и яшмовидных бокситов.

682 — первичный аллит, цемент буровато-красный, включения темно-серые (Сосьвинское м-ние); 697 — первичный аллит, цемент темно-серый, включения буровато-красные; 699 — красновато-бурый цемент с примесью зеленовато-серого материала включений; 702 — серые гальки с

примесью красного цемента: 422 — галька серого боксита в аллите; 420 — красный цемент с примесью темно-серого материала; 11-а — галька выветрелого порфирита в аллите; 11-б — цемент аллита (Петропавловский бассейн). Кроме того, в первичных аллитах встречаются зерна и гальки серых и порфировидных бокситов (табл. 3, проба 422).

Таблица 3

Химический состав породы в целом, галек и цемента первичных аллитов, %

Компоненты	Номера проб							
	682	697	699	702	422	420	11-а	11-б
SiO ₂	23,76	31,76	19,68	25,80	20,36	14,32	43,96	33,96
TiO ₂	2,27	1,56	1,92	1,09	2,27	2,50	1,56	2,00
Al ₂ O ₃	31,17	37,71	42,40	27,27	59,43	39,75	24,20	22,55
Fe ₂ O ₃	14,57	5,13	16,64	4,90	2,85	14,20	9,77	26,80
FeO	12,03	7,75	6,17	24,42	0,14	5,05	3,17	3,45
CaO	0,04	0,13	0,04	0,96	0,04	1,60	1,94	0,64
MgO	1,81	0,65	0,90	2,65	0,21	1,23	3,01	0,69
Na ₂ O	0,04	0,07	Не опр.	0,03	0,05	Не опр.	0,79	Не опр.
K ₂ O	0,20	0,15	» »	0,05	0,05	» »	0,21	» »
S	1,25	0,06	0,03	0,60	0,03	0,03	0,07	0,05
CO ₂	0,08	0,13	0,87	1,18	0,22	1,95	0,30	0,11
П.п.п.	12,75	14,14	11,45	11,06	14,56	8,90	9,27	8,08
Сумма	100,01	99,24	100,10	99,96	100,21	99,53	98,25	98,33

Терригенный материал первичных аллитов состоит главным образом из каолинита, метагаллуазита, аллофана, хлорита, магнетита, титаномагнетита и гематита. Кроме того, в небольшом количестве иногда присутствуют монтмориллонит, пирит и встречаются единичные зерна кварца, рутила и полевых шпатов.

Каолинит — наиболее распространенный в первичных аллитах минерал. На кривых нагревания он дает глубокий эндотермический эффект при температуре 600—615° и экзотермический эффект при температуре 985—1015° (фиг. 1, *з*, *е*), а также подтверждается расчетами рентгенограмм (интенсивные линии с межплоскостным расстоянием 7,15; 4,1; 1,48 *kX* и др.). На присутствие метагаллуазита указывает заниженный по сравнению с каолинитом показатель светопреломления, равный для некоторых зерен 1,552—1,555. Кроме того, на кривых нагревания метагаллуазит показывает слабый эндотермический эффект при температуре 120—150°.

На кривых нагревания (фиг. 1) четко выделяется сильный эндотермический эффект при температуре 100—140°. Этот эффект обусловлен главным образом присутствием аллофана, который теряет почти всю воду как раз при указанной температуре. В некоторых пробах химических анализов первичных аллитов (табл. 3, пробы 702, 699 и др.), вероятно за счет галлуазита, фиксируется избыточное по сравнению с каолинитом количество воды.

Присутствие в первичных аллитах хлорита доказывают оптические исследования, результаты химических анализов и расчетные данные рентгенограмм (интенсивные линии с межплоскостным расстоянием 7; 3,5; 1,53 *kX* и др.).

Весьма характерно присутствие в первичных аллитах единичных зерен кварца и полевых шпатов. В редких случаях в аллитах и ссилитах наблюдаются небольшие галечки выветрелого порфирита. Плаггио-

клазы в них сильно каолинизированы, однако порфировая и диабазовая структуры отчетливо проявляются при изучении шлифов (фиг. 2).

Первичные сиаллиты внешне представляют собой плотные и слабо сцементированные породы серого, зеленовато-серого и красновато-бурого цветов. Цвет породы зависит от количества содержащихся в ней соединений железа. Окисное железо, представленное в основном гематитом, придает породе красно-бурый цвет. Закисное железо, входящее преимущественно в состав хлорита, обуславливает зеленоватый цвет породы. Кроме того, железо входит в состав других минералов (магнетит, титаномагнетит, пирит и др.), количество которых в некоторых первичных сиаллитах довольно велико. В первичных сиаллитах обнаружены монтмориллонит, каолинит, метагаллузит, галлузит, аллофан, полевые шпаты, кварц, магнетит, титаномагнетит, пирит, гематит и редкие зерна диаспора и бемита.



Фиг. 2. Галька выветрелого порфирита в пятнистом первичном аллите Черемуховского м-ния. Николи +; $\times 52$

сравнения приводится кривая нагревания выветрелого порфирита, взятого из района в непосредственной близости от распространения первичных сиаллитов (фиг. 3, е). Из минералов, содержащих воду, в выветрелом порфирите обнаружено небольшое количество монтмориллонита и хлорита (четкий эндотермический эффект при температуре 135° и слабые эффекты при температуре 200 и 850°).

Таблица 4

Химический состав первичных сиаллитов и выветрелого порфирита
вес. %

Компоненты	Номера образцов					
	703-а	704	706	709	174	707
SiO ₂	41,34	28,42	36,24	55,00	20,32	51,00
TiO ₃	0,92	2,38	1,25	Сл.	Сл.	0,62
Al ₂ O ₃	22,75	24,38	30,54	18,14	9,89	18,42
Fe ₂ O ₃	8,24	19,85	7,39	3,58	2,60	5,93
FeO	4,59	11,35	9,30	4,31	1,43	2,01
CaO	3,00	0,22	0,04	2,66	32,0	6,00
MgO	1,33	2,38	0,39	4,38	1,70	5,71
Na ₂ O	0,17	0,08	0,10	1,54	0,15	2,05
K ₂ O	1,04	0,15	0,05	5,28	0,85	0,54
S	0,06	0,30	0,01	1,00	0,43	0,01
CO ₂	1,67	0,26	0,04	0,08	25,30	0,08
П.п.п.	15,61	10,04	13,37	5,23	5,18	7,29
Сумма	99,72	99,81	99,72	101,20	99,85	99,66

703-а — аргиллит бурый; 704 — песчаник зеленовато-серый с черными зернами магнетита и титаномагнетита; 706 — аргиллит красновато-бурый; 709 — песчаник зеленовато-серый; 174 — песчаник бурый; 707 — порфирит выветрелый, бурый. Южная часть Черемуховского и северная часть Кальинского месторождений.

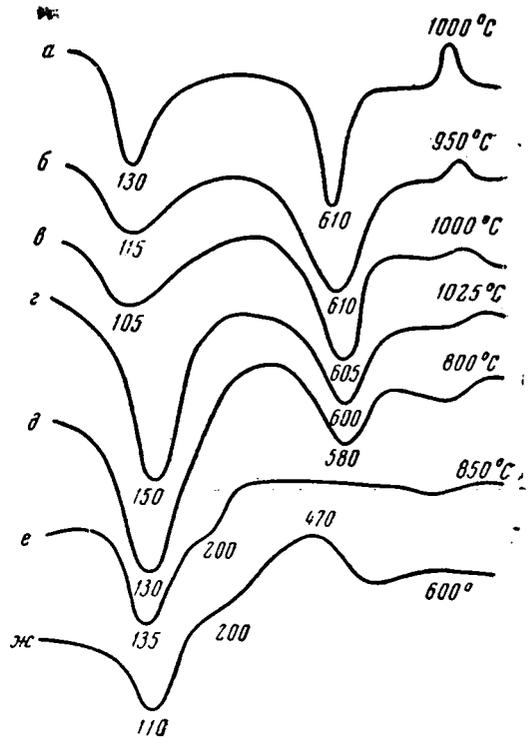
В бокситах, аллитах и сиаллитах широко распространены терригенные магнетит и титаномагнетит. Впервые заметные количества этих минералов в девонских бокситах Урала были обнаружены А. К. Гладковским и А. К. Шаровой (1951).

Встречаются образцы руд, настолько обогащенные терригенными магнетитом и титаномагнетитом, что по химическому и минеральному составу такие породы следует называть не бокситами, а железными рудами (табл. 5).

48 — прослой в красном боксите, обогащенный рудными минералами (Кальинское м-ние, шахта 3); 26 — то же; 25 — магнитная фракция из красного боксита (Черемуховское м-ние); 329 — магнитная фракция из порфирита (Черемуховское м-ние).

Зерна магнетита и титаномагнетита в бокситах, аллитах и сиаллитах имеют окатанную и полуокатанную форму. Во многих случаях эти минералы свежие, неокисленные, но встречаются и выветрелые, частично, а иногда почти полностью замещенные гематитом, каолинитом, кальцитом. Свежие и выветрелые магнетит и титаномагнетит сосуществуют в одних и тех же образцах пород, часто рядом друг с другом. Это указывает на то, что выветривание отдельных зерен магнетита произошло не здесь, а в другом месте. Группировка рудных минералов в слои (фиг. 4) и окатанность зерен указывают на их терригенное происхождение.

Оба указанных минерала лишь относительно стойки в зоне выветривания. При латеритном выветривании они разрушаются полностью, а при выветривании в умеренном климате, по данным Е. Ф. Зива (1956), титаномагнетит сохраняется только в самых нижних горизонтах. Рудные терригенные минералы значительно более стойки в зоне выветривания, чем, например, полевые шпаты и пироксены. По этой причине заметная примесь магнетита и титаномагнетита в бокситах и аллитах встречается часто, а измененные полевые шпаты в цементе бокситов и аллитов практически отсутствуют и фиксируются в небольшом количестве



Фиг. 3. Кривые нагревания первичных аллювиев, сиаллитов и выветрелого порфирита:

а — обр. 423 красного каменистого аллита Черемуховского м-ния, б — обр. 697 пятнистого аллита (оттуда же), в — обр. 682 пятнистого аллита Сосьвинского м-ния, г — обр. 175 обесцвеченного сиаллита Кальинского м-ния, д — обр. 703-а аллита бурого Черемуховского м-ния, е — обр. 707 выветрелого порфирита из подбокситовой толщи (оттуда же), жс — обр. 709 первичного сиаллита (оттуда же)

голько в терригенных гальках. Терригенные же каолинит, метагаллуазит, галлуазит, аллофан и другие минералы, являющиеся продуктами изменения и переноса материнских магматических пород, встречаются в бокситах и аллитах часто и в значительном количестве.

Сиаллиты залегают, как правило, ближе к источнику сноса эффузивного материала, чем бокситы и аллиты. В сиаллитах довольно часто и в значительном количестве можно встретить обломки измененных полевых шпатов, а магнетит и титано-

Таблица 5

Химический состав образцов с магнетитом и титаномагнетитом, %

Компоненты	Номера проб			
	48	26	25	329
SiO ₂	3,64	4,20	3,54	19,00
TiO ₂	7,89	8,44	6,90	4,09
Al ₂ O ₃	8,98	5,79	13,40	9,84
Fe ₂ O ₃	53,47	45,04	48,29	39,78
FeO	19,76	16,26	22,31	16,77
CaO	1,38	8,74	0,12	3,67
MgO	He опр.	0,84	0,10	2,29
S	0,05	0,04	0,01	0,01
CO ₂	0,17	5,23	0,08	1,24
П. п. п.	3,38	4,74	5,20	3,12
Сумма	99,72	99,32	99,92	100,81

магнетит здесь менее окатаны и не сгруппированы в слои. В сиаллитах еще велика роль монтмориллонита и гидрослюд, в аллитах же этих минералов мало, а в бокситах они, как правило, отсутствуют. Однако в аллитах и бокситах возрастает по сравнению с сиаллитами роль аллофана, метагаллуазита и каолинита. Исходя из этого есть все основания считать, что монтмориллонит и гидрослюды не являются стабильными минералами, на что указывал И. И. Гинзбург (1953). В результате выветривания и перераспределения эти минералы переходят в аллофан, метагаллуазит и каолинит.

Изучение терригенного материала в бокситах и бокситовидных породах показывает, что генетически этот материал связан с дорудными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Наиболее четко это проявляется на севере Кальнинского и в южной части Черемуховского м-ний. Пространственное расположение бокситов и бокситовидных пород на этих участках было нами показано раньше (Гуткин, 1962).

Аллиты, сиаллиты и бокситы встречаются также среди древних карстовых пустот в известняках, подстилающих рудное тело. Чаще всего древний заполнитель карстовых пустот представлен сиаллитами, очень редко бокситами.

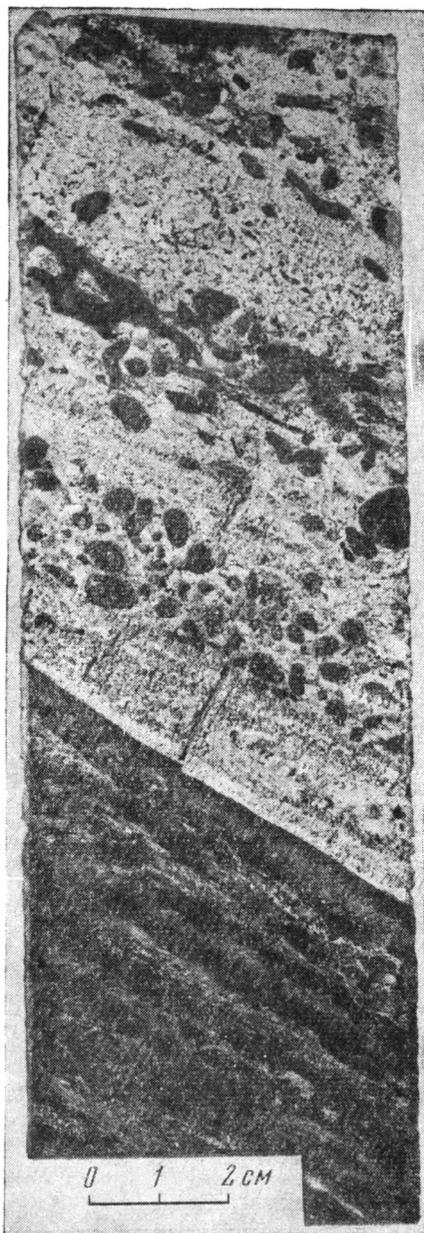
Глубина залегания древнего заполнителя карстовых пустот обычно не превышает десятков метров от рудного тела. В редких случаях аллиты и сиаллиты фиксируются в карстовых пустотах, удаленных от рудного тела на глубину 100—150 м по вертикали. Правда, при проходке горных выработок, расположенных непосредственно на известняках петропавловской свиты, карстовый заполнитель фиксируется на глубине до 300 м от дневной поверхности. Но в этом случае нет твердой уверенности, что заполнитель не привнесен туда при современных процессах карстообразования. Что касается минерального состава заведомо древнего заполнителя карстовых пустот, то он ничем не отличается от состава первичных аллитов и сиаллитов, одновозрастных рудному телу.

Таким образом, сходный комплекс минералов, составляющих терригенный материал в бокситах, аллитах и сиаллитах, а также пространственное закономерное распределение и взаимоотношение этих пород по простиранию и падению указывают, что источником поступления чужеродного терригенного материала в бокситы были более древние вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, развитые на приподнятых в дорудное время участках суши.

И. И. Плотников и Е. Д. Миловидов (1962), разбирая вопросы формирования Североуральских бокситов, указывают, что первичный материал для бокситоносной толщи представлялся вулканогенными породами, расположенными в западной части района. Прослеживая делювиальную красноцветную толщу с запада на восток, они обнаружили, что в указанном направлении возрастает содержание глинозема и двуокиси титана, а содержание окиси кремния резко уменьшается. Исходя из этого, названные авторы пришли к выводу, что формирование бокситов происходило при развитии карстовых процессов, причем десилификация материала последовательно шла от начальных продуктов — вулканогенных пород к сиалитам, аллитам и, наконец, к бокситам.

Однако изучение первичных аллитов показывает, что гидраты глинозема в них не замещают других минералов, а являются механической примесью. Бемит и диаспор совместно с гематитом в первичных аллигах играют роль либо тонкоотмученного цемента, либо включений в форме зерен и галечек. При латеритизации вулканогенного материала здесь же в карстовых воронках известняков мы не имели бы простой механической смеси гематит-бемитовых и гематит-диаспоровых зерен с неокисленными зернами магнетита, титаномагнетита, обломками полевых шпатов и других минералов. Подобная смесь минералов тем более невероятна при латеритизации, если учесть, что этот материал неоднократно переотлагался из одной воронки в другую, как пишет Г. И. Бушинский (1958).

Изложенные в настоящей статье данные подтверждают давно высказанный многими исследователями вывод о том, что девонские бокситы Урала образовались за счет переотложения, вероятно, древних латеритов, развитых на континенте за пределами ныне существующих месторождений. Тот факт, что до настоящего времени вблизи месторождений эти древние первичные латериты не обнаружены, не может служить веским аргументом в пользу



Фиг. 4. Черемуховское м-ние, полированный штупф, отраженный свет:
Боксит красный (темное) с прослоями (светлое), обогащенными магнетитом и титаномагнетитом

противников латеритной гипотезы. В геологии известно немало примеров, когда переотложенные месторождения полезных ископаемых обнаружены, а коренные не сохранились.

Изучение терригенного материала в бокситах, аллитах и сиаллитах приводит нас и к другому, не менее важному выводу — о минеральном составе первичных бокситов.

Многие геологи до сих пор считают, что девонские бокситы Урала первоначально имели тригидратный, гиббситовый состав, а затем в результате динамометаморфизма состав бокситов стал моногидратным, бемит-диаспоровым. Все доказательства сторонников этой гипотезы сводятся, по сути дела, к древнему возрасту бокситов и проявлению герцинской фазы орогенеза на Урале. Что касается изучения самих бокситовых месторождений, то фактов, подтверждающих дегидратационную гипотезу, нет.

А. К. Гладковский (1962) на большом фактическом материале изучения бокситовых месторождений СССР и зарубежных стран доказал, что в природе наблюдается и другой путь изменения глиноземных минералов, путь гидратации от корунда к гиббситу. Первичный состав руд на бокситовых месторождениях может быть не только гиббситовым, но и моногидратным. Все зависит от условий формирования месторождений. Наши данные по изучению терригенного материала в девонских бокситах и состава пород, синхронных бокситам (первичные аллиты и сиаллиты), согласуются с выводами А. К. Гладковского.

Известно, что гиббсит теряет воду при температуре 300—360°. Изученные же нами в бокситах, аллитах и сиаллитах терригенные минералы (галлуазит, аллофан и др.) содержат значительное количество воды, выделяемой при температуре 110—150°. Как мог гиббсит перейти в бемит и диаспор, если сингенетичные ему минералы сохранили не котемпературную воду? Если даже допустить, что потеря воды гиббситом в природных условиях происходит без температурного воздействия, то все равно эти условия не могли не повлечь за собой обезвоживание других, сингенетичных ему минералов. Изложенное дает все основания считать, что первичный состав девонских бокситов был моногидратным и что бокситы не подвергались заметному воздействию термального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В кн.: Вопр. петрогр. и минералогии, т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Гладковский А. К., Гуткин Е. С. О минералах, образовавшихся при выветривании бокситов Североуральского бассейна. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 35, 1960.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. Бокситы Урала. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. Закономерность состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и в Тургайской равнине. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 58, 1962.
- Гуткин Е. С. Закономерности формирования и размещения высококремнистых бокситов и бокситовидных пород Петропавловского бассейна. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 58, 1962.
- Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.
- Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе Североуральских бокситовых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

Североуральская комплексная
геологоразведочная экспедиция
Уральского геологического управления
Североуральск

Дата поступления
9.IV.1963

УДК 552.51 : 551.781.53 (575.4)

ЛИТОЛОГИЯ РЫБНОЙ ПОДСВИТЫ ВЕРХНЕГО ОЛИГОЦЕНА ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

А. А. ШАРКОВ

В статье излагается литология рыбной подсвиты верхнего олигоцена Южного Мангышлака. На основе материалов личных исследований автором впервые дается детальное разделение рыбной подсвиты, и устанавливаются два этапа формирования отложений, разграниченных внутриформационным перерывом.

В первом этапе накапливались преимущественно глинистые отложения с редко рассеянными мелкими остатками рыб. После происшедшей смены тектонического режима начали формироваться породы второго этапа с обильными остатками рыб, иногда образующими скопления и маломощные прослои костного детрита. В заключение приводятся соображения о генезисе рыбной подсвиты.

Изучением майкопских отложений Мангышлака в предыдущие годы занимались многие исследователи — Н. Ф. Кузнецова (1952), Б. Ф. Дьяков (1957), М. М. Мстиславский (1960), А. С. Столяров (1958, 1960, 1961), Е. В. Ливеровская (1960) и другие.

Толща олигоценовых отложений расчленена А. С. Столяровым (1958) на четыре свиты. Две нижние из них — узунбасская и куюлусская (нижний олигоцен) представлены буровато-серыми глинами с прослоями известкового материала. Залегающая выше кенджалинская свита (средний олигоцен) сложена зеленовато-серыми глинами, в кровле которых наблюдается пласт известковистых глин с остракодами. Верхняя, или карагинская, свита (верхний олигоцен) по литологическим признакам разделена А. С. Столяровым на три подсвиты — нижнюю, среднюю (рыбную) и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена светло-серыми неслоистыми глинами с ходами илоедов, выполненными пирит-мельниковитом. Мощность ее колеблется от нескольких метров до 150—200 м.

Средняя подсвита сложена темно-серыми (зеленоватыми) глинами с обильными остатками рыб. Ее мощность от нескольких метров до 130—180 м.

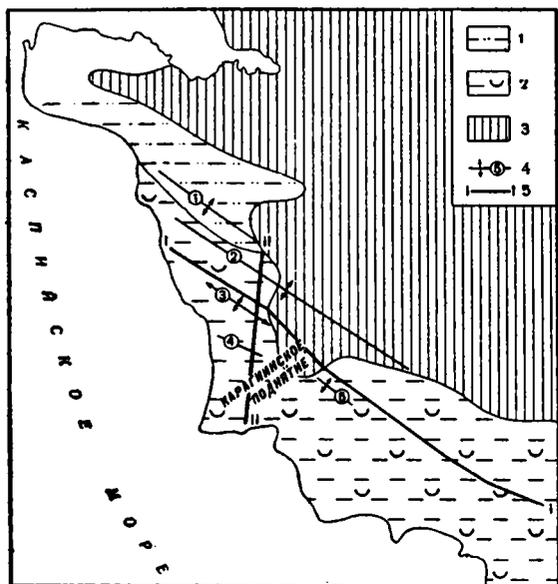
Верхняя подсвита представлена зеленовато-серыми глинами с линзовидными скоплениями глауконита и алеврита, и частыми стяжениями кристаллического пирита. Мощность этой подсвиты достигает 80 м.

В тектоническом отношении район исследований относится к синклинальной зоне «бессточных впадин», выделенной А. Л. Яншиным (1951) и позднее описанной Б. Ф. Дьяковым (1957), давшим ей название Южно-Мангышлакского прогиба.

Южно-Мангышлакский прогиб ограничен с севера Беке-Башкудукской антиклинальной зоной и простирается в субширотном направлении, разделяясь Карагинским поперечным поднятием, выделенным М. М. Мстиславским и А. С. Столяровым (1958, 1960) на две синклинали — Сегендыкскую и на северо-западе и Карабарахтинскую на юго-востоке.

Карагинское поднятие осложнено более мелкими структурами — Жетыбайской и Тарлинской, расположенными на его северном склоне, и Акбулакской — на южном (фиг. 1).

С 1957 — по 1962 г. автор занимался изучением верхнеолигоценовых пород южной части п-ова Мангышлак с целью выяснения литолого-фа-



Фиг. 1. Схематическая карта района распространения отложений рыбной подсвиты

1 — глины алевроитовые и алевроитистые; 2 — глины с остатками рыб; 3 — область отсутствия отложений рыбной подсвиты; 4 — поднятия: а — Беке-Башкудукская антиклинальная зона, б — жетыбайская антиклиналь, в — тарлинская брахиантиклиналь; г — Жулдузское поднятие, д — Акбулакская антиклиналь; 5 — линии разрезов, приведенных на фиг. 2 и 3

циальных особенностей и условий образования отложений рыбной подсвиты карагинской свиты.

В процессе изучения были уточнены границы распространения и состав отложений рыбной подсвиты, а также разработана их детальная стратиграфия, что позволило выяснить палеогеографическую обстановку и условия их формирования.

Распределение отложений олигоцена на различных структурных элементах было описано в ряде статей (Дьяков, 1957; Мстиславский, Столяров, 1960), поэтому мы остановимся лишь на изложении материала, касающегося образования отложений рыбной подсвиты.

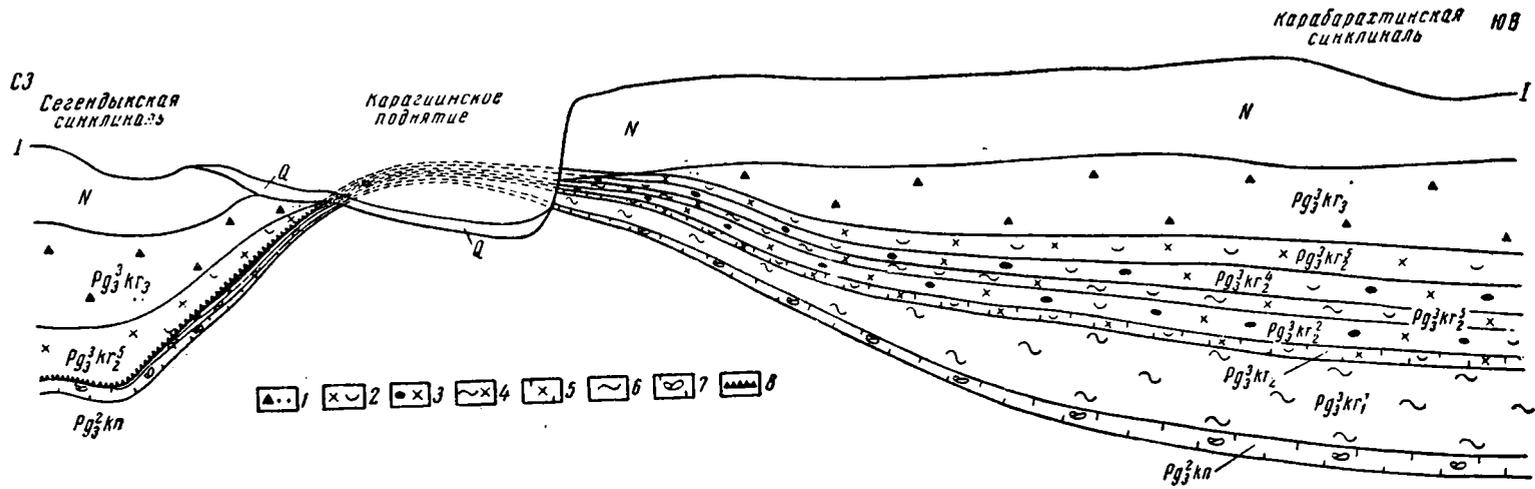
Рыбная подсвита очень резко выделяется в разрезе на фоне светло-серых глин нижней и верхней подсвиты характерным темным обли-

ком, текстурой и литологическим составом. Контакт между нижней и рыбной подсвитами обычно четкий, однако местами между ними наблюдается постепенный переход.

По строению и литологическому составу глинистых отложений в средней (рыбной) подсвите автором выделены пять пачек (снизу вверх): 1) карбонатная пачка; 2) нижняя пачка переслаивания; 3) средняя пачка переслаивания; 4) верхняя пачка переслаивания; 5) собственно рыбная пачка.

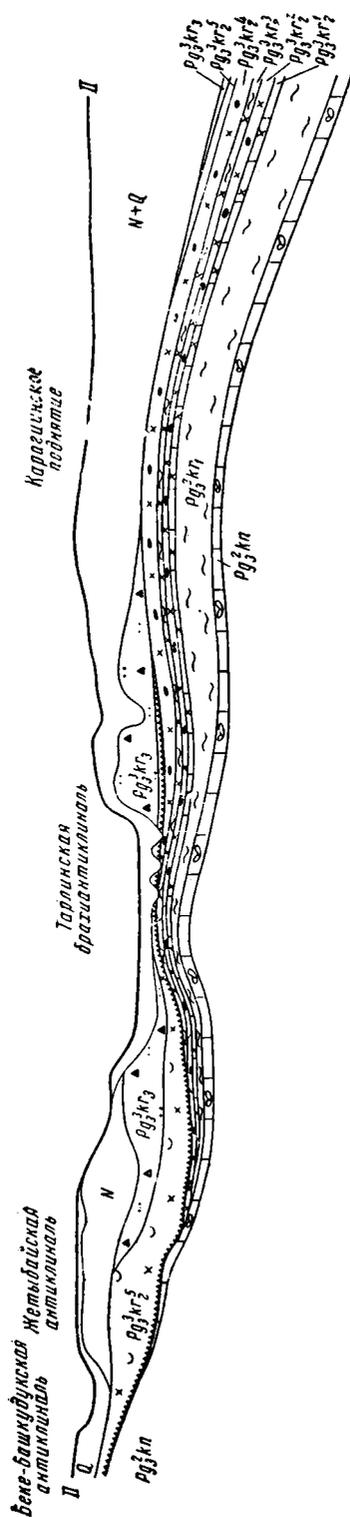
Карбонатная пачка представлена темно-серыми зеленоватыми микрослоистыми известковистыми глинами с рассеянными остатками рыб и распыленным тонкодисперсным пирит-мельниковитом. Местами на отдельных пониженных участках в подошве карбонатной пачки залегает прослой (0,1—1 м) известковистых темно-серых глин, содержащий слоики зеленовато-серых глин. В разрезе пачки наблюдается частое чередование светлых прослоев мергелей (содержащих более 50% известкового материала) с темными слабоизвестковистыми глинами. В прослоях мергелей костный детрит почти отсутствует. Переход от мергелей к глинам постепенный.

Основную массу известковистых глин представляет пелитовая фракция, состоящая из глинистых минералов гидрослюдистого типа и пели-



Фиг. 2. Поперечный разрез через Карагинское поднятие по линии I—I':

I — алевроитовая глина; 2 — темно-серая глина с остатками рыб; 3 — чередование серых глин с пятнами мельничковита и темно-серых с остатками рыб; 4 — чередование светло-серых глин с ходами илоедов и темно-серых с остатками рыб; 5 — известковистые глины с остатками рыб; 6 — глины с ходами илоедов; 7 — известковистые глины с остракодами; 8 — пирит-мельничковитовый прослой; Pg_3^2kp — кенджалинская свита, $Pg_3^3kr_1$ — нижняя подсвита, $Pg_3^3kr_2$ — средняя (рыбная) подсвита, $Pg_3^3kr_2^1$ — карбонатная пачка, $Pg_3^3kr_2^2$ — нижняя пачка переслаивания, $Pg_3^3kr_2^3$ — средняя пачка переслаивания, $Pg_3^3kr_2^4$ — верхняя пачка переслаивания, $Pg_3^3kr_2^5$ — собственно рыбная пачка, $Pg_3^3kr_3$ — верхняя подсвита; N — отложения среднего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена, Q — четвертичные отложения



Фиг. 3. Геолого-литологический разрез по линии II—II (условные обозначения те же, что на фиг. 2)

томорфного известкового материала. Песчано-алевритовая фракция составляет всего 0,15—0,2% породы и представлена в основном костным детритом рыб размером до 0,25 мм, а также окатанными и полуокатанными обломками кварца, калиевого полевого шпата и альбита. Реже встречаются единичные зерна сфалерита, эпидот-цоизита и циркона. Мощность отложений карбонатной пачки колеблется от долей метра на южном склоне Жетыбайского поднятия до 15—20 м в Карабахтинской синклинали. В районе Карагинского поднятия мощность их также увеличивается и достигает 6—8 м (фиг. 2, 3). К югу от Карагинского поднятия в карбонатной пачке появляются прослойки неизвестковистых глин мощностью до 0,03 м.

Нижняя пачка переслаивания залегает на карбонатной пачке с постепенным переходом известковистых глин в неизвестковистые. Она представлена чередующимися прослоями темно-серых (зеленоватых) и серых глин мощностью от 0,2 до 1 м. Переходы между ними обычно постепенные.

В разрезе нижней пачки, как правило, преобладают прослойки темно-серых микрослоистых глин, содержащих рассеянные остатки рыб и тонкодисперсный пирит-мельниковит, а также бурые чешуйки органического вещества, которые расположены по плоскостям наслоения и придают породе микрослоистую текстуру (фиг. 4). Темно-серые глины этой пачки отличаются от подстилающих известковистых глин еще более темным цветом, обусловленным несколько повышенным содержанием пирит-мельниковита (3,5—5%), отсутствием карбонатного материала и более разнообразным составом кlastических минералов. Помимо кварца, калиевого полевого шпата и альбита, которые являются преобладающими, встречаются обломки циркона, турмалина, барита, единичные зерна сфалерита, эпидота, цоизита, апатита, сфена, дистена, граната и чешуйки мусковита.

Песчано-алевритовая фракция составляет 0,1—0,2% породы и, так же как в известковистых глинах карбонатной пачки, представлена преимущественно костным детритом размером до 1 мм.

Прослойки серых глин имеют неясную

микрослоистую текстуру, обусловленную весьма незначительным содержанием чешуек органического вещества по плоскостям наслоения. В отличие от темно-серых глин тонкодисперсный пирит-мельниковит здесь концентрируется в линзовидных скоплениях, имеющих неправильную, расплывчатую форму. Структура глин мегапелитовая, состав гидрослюдистый. Серые глины также отличаются от темно-серых более тонко отмученным глинистым материалом, значительно меньшим содержанием костного детрита (до 0,01%) и пирит-мельниковита (2—2,5%).

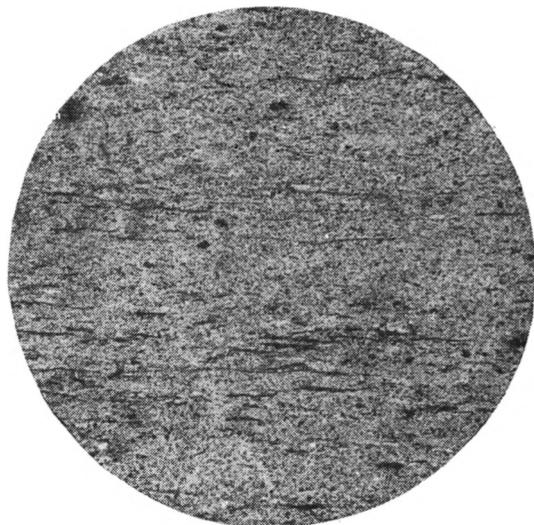
К югу от Карагиинского поднятия мощность и количество прослоев серых глин увеличивается. Если на его северном склоне количество прослоев серых глин не превышает 8—10 то уже на южном, вблизи осевой части поднятия, их насчитывается 15, а в Карабарахтинской впадине — до 25. Общая мощность пачки колеблется от 5 до 20 м. В Сегендыкской впадине и на южном склоне Жетыбайского поднятия глины нижней пачки полностью срезаются несогласно залегающими отложениями рыбной пачки. Мощность их здесь не превышает 15 м, минимальная мощность этих отложений отмечается на северном крыле Карагиинского поднятия. В южном и юго-восточном направлениях мощность отложений нижней пачки постепенно увеличивается, достигая максимума в Карабарахтинской впадине.

Средняя пачка переслаивания залегает на нижней с постепенным переходом и характеризуется чередованием прослоев светло-серых (белесых) и темно-серых (зеленоватых) глин мощностью 0,1—2,0 м.

Темно-серые глины по своему составу и строению сходны с аналогичными глинами нижней пачки и отличаются лишь несколько большим содержанием костного детрита (до 0,2%).

Светло-серые глины очень резко выделяются в разрезе и отличаются от серых глин нижней пачки следующими признаками: более светлым (белесым) цветом с голубоватым оттенком, неслоистой массивной текстурой, наиболее тонким глинистым материалом, выделениями пирит-мельниковита, имеющими форму выполнения ходов илоедов и полным отсутствием остатков рыб и бурых органических чешуек.

Светло-серые глины характеризуются однородным составом и сложены преимущественно глинистыми (гидрослюдистыми) минералами (97,7%), пирит-мельниковитом (2,2%) и карбонатом (0,3—0,5%). Терригенный материал составляет всего тысячные доли процента и представлен полуокатанными очень мелкими (до 0,1 мм) обломками кварца, альбита и единичными зернами циркона. Мощность прослоев светло-серых (белесых) глин колеблется от 0,1 до 1,5 м. К югу от



Фиг. 4. Глины темно-серые микрослоистые. Шлиф
×37

Карагиинского поднятия состав отложений средней пачки несколько изменяется.

В разрезе средней пачки, как и в нижней, наблюдаются фациальные изменения, выражающиеся в уменьшении мощности прослоев темно-серых глин и содержания в них пирит-мельниковита и костного детрита в сторону Карабарахтинской синклинали, в то время как мощность и количество светло-серых прослоев увеличивается.

Так, если в северной части, вблизи северо-западного окончания Тарлинской антиклинали, в разрезе средней пачки отмечается преобладание темно-серых глин, а количество светло-серых прослоев не превышает 4—5, то уже на южном склоне Карагиинского поднятия их насчитывается 15, а в Карабарахтинской синклинали — до 25, причем они преобладают над темно-серыми. Отложения средней пачки в районе северо-западного окончания Тарлинской антиклинали в значительной степени размыты. Видимая мощность их составляет всего 0,5—1 м, далее к северу в сторону Жетыбайского поднятия и к западу в районе Сегендыкской синклинали они, как и нижележащие породы, срезаются несогласно залегающими отложениями рыбной пачки. К югу и юго-востоку мощность средней пачки увеличивается, достигая 8—10 м на Карагиинском поднятии и 25—30 мм в Карабарахтинской синклинали.

Верхняя пачка переслаивания залегает на средней с постепенным переходом, отличаясь от нее чередованием прослоев темно-серых зеленоватых микрослоистых и серых глин с неясной микрослоистой текстурой. По составу и строению отложения верхней пачки аналогичны нижней и отличаются от них только повышенным содержанием пирит-мельниковита (4—6%) и костного детрита (0,2—0,3%) в прослоях темно-серых глин.

В разрезе верхней пачки, как и в нижней, к северу от Карагиинского поднятия, преобладают прослои темно-серых глин. По мере прослеживания их к югу отмечается увеличение количества серых прослоев, их мощности, и уже в Карабарахтинской синклинали они преобладают в разрезе пачки. Содержание пирит-мельниковита и костного детрита в темно-серых глинах к югу постепенно убывает, они приобретают более светлую окраску.

Отложения верхней пачки в районе юго-западного окончания Тарлинской антиклинали и к северу от нее полностью размыты и появляются лишь к югу и западу от нее. В Сегендыкской синклинали верхняя пачка срезается несогласно залегающими отложениями рыбной пачки.

Мощность отложений верхней пачки в районе мыса Мелового — 10—15 м, к югу и юго-востоку она увеличивается до 20—25 м, а на южном склоне Карагиинского поднятия и в Карабарахтинской синклинали достигает 40—50 м. В осевой части Карагиинского поднятия кровля верхней пачки также срезана трансгрессивно залегающими отложениями неогена.

Разрез средней подсвиты заканчивается отложениями собственно рыбной пачки, названной так по обилию встречающихся в ней остатков рыб, образующих скопления.

К северу от Карагиинского поднятия рыбная пачка залегает несогласно на размытой поверхности пород карагиинской и частично кенджалинской свит и обычно начинается прослоем пирит-мельниковита. К югу от указанного поднятия переход между отложениями верхней и рыбной пачек нерезкий, постепенный и фиксируется в большинстве случаев маломощными прослоями костного детрита. Рыбная пачка представлена темно-серыми зеленоватыми микроштриховатыми известковистыми глинами с равномерно распыленным тонкодисперсным

пирит-мельниковитом, придающим породе темный цвет, и частыми остатками рыб, образующими скопления в виде маломощных прослоев, протягивающихся на значительной площади.

Микроштриховатая текстура глин обусловлена содержанием большого количества параллельно ориентированных бурых чешуек органического вещества, располагающихся на плоскостях наслоения и наблюдаемых на срезе скола в виде микроштрихов размером 0,1—0,3 мм (фиг. 5). Состав глины гидрослюдистый, структура мегапелитовая. Главная отличительная черта темно-серых глин рыбной пачки — высокое содержание тонкодисперсного пирит-мельниковита (5—10%), костного детрита рыб (0,5—2%), бурых чешуек органического вещества (1—2%) и кластических минералов (0,2—0,5%).

В отложениях рыбной пачки также встречаются крупные (до 5—7 см), позвонки (до 20—30 см), скелеты китообразных животных, достигающие нескольких метров в длину, и обугленные стволы деревьев до 2—3 м высотой.

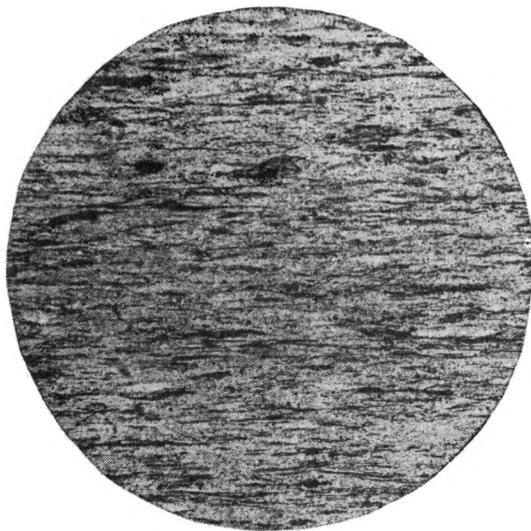
В северной части района почти повсеместно в основании рыбной пачки залегает черный прослой пирит-мельниковита, состоящий преимущественно из глинистого материала (30—40%), пирит-мельниковита (40—60%) и костного детрита (2—5%).

Для этого прослоя примечательно наличие в нем крупных костей рыб (до 8 см) и обугленных обломков древесины (гагата).

Мощность пирит-мельниковитового прослоя колеблется от 1 до 25—30 см, причем максимальная мощность его отмечается во впадинах и углублениях дна бассейна, а минимальная — на приподнятых участках, где местами прослой пирит-мельниковита отсутствует.

Необходимо отметить, что пирит-мельниковитовый прослой наблюдается преимущественно в северной части района, где он залегает на эрозионной поверхности, образованной подводным размывом, на что указывают признаки: 1) несогласное залегание пирит-мельниковитового прослоя на размытой поверхности подстилающих отложений; 2) наличие большого количества крупных костей рыб, свидетельствующих о существовании морского бассейна на этой территории; 3) локальный характер размыва; 4) наличие крупных площадей к югу с постепенным переходом верхней пачки переслаивания кверху в рыбную пачку.

В тех местах, где пирит-мельниковитовый прослой отсутствует, на размытой поверхности подстилающих глин верхней пачки залегают маломощные прослои костного детрита темно-бурого, почти черного, цвета. Они сложены измельченными обломками скелетов рыб (ребра, позвонки, зубы, плавники, чешуя и др.), сцементированными глинистым материалом и пирит-мельниковитом. Здесь также встречаются обломки обугленной древесины и кости наземных мелких животных.



Фиг. 5. Глины темно-серые микроштриховатые с распыленным пирит-мельниковитом. Шлиф $\times 30$

Необходимо отметить, что прослойки костного детрита встречаются наиболее часто в мульдообразных впадинах, расположенных на склонах Карагиинского поднятия вблизи его осевой части.

В этих же местах отложения рыбной пачки имеют наиболее четко выраженный микроштриховатый облик с большим содержанием тонкодисперсного пирит-мельниковита и костного детрита. К северу в сторону Беке-Башкудукского поднятия в микроштриховатых глинах появляются маломощные (0,2—0,5 см) прослойки зеленовато-серых глин, не содержащие остатков рыб, количество и мощность которых постепенно увеличивается, и отложения рыбной пачки фашиально замещаются зеленовато-серыми алевритистыми глинами почти без остатков рыб.

В Сегендыкской синклинали в отложениях рыбной пачки отмечается постепенное уменьшение содержания костного детрита, тонкодисперсного пирит-мельниковита; глины постепенно осветляются, приобретая микрослоистую текстуру, обусловленную чередованием тонких (1 мм) прослоек зеленовато-серых и темно-серых глин. К югу от Карагиинского поднятия также наблюдаются фашиальные изменения в сторону Карабарахтинской синклинали, выражающиеся в более сильном по сравнению с северным участком осветлении глин и уменьшении содержания пирит-мельниковита и костного детрита. Здесь наблюдается появление присыпок алевритового материала и увеличение его по мере удаления от Карагиинского поднятия к юго-востоку.

Общая мощность отложений рыбной пачки колеблется в значительных пределах от долей метра в районе Карагиинского поднятия до 100—150 м в Сегендыкской синклинали.

В отличие от всех нижележащих для отложений рыбной пачки весьма примечательны минимальная мощность их вблизи осевой части Карагиинского поднятия и значительное увеличение в Сегендыкской и Карабарахтинской синклиналях (фиг. 2).

Наибольшая мощность отложений рыбной пачки в северной части района отмечается в мульдообразном прогибе, расположенном между Тарлинским поднятием и Беке-Башкудукской антиклинальной зоной и протягивающемся на северо-запад в сторону Сегендыкской синклинали. Это объясняется тем, что поверхность дна указанного прогиба была подвергнута максимальному подводному размыву, особенно в его осевой части, и он являлся наиболее благоприятной морфологической структурой, в которой скапливался материал, в то время как Беке-Башкудукская антиклиналь служила как бы экраном для его распространения. Мощность отложений рыбной пачки в осевой части прогиба — 60—120 м, в сторону же Беке-Башкудукской антиклинали она уменьшается до 10—15 м, а к югу — до полного выклинивания.

В южной части района не было такого глубокого прогиба и материал разносился на обширной площади, выполняя в первую очередь небольшие углубления в рельефе дна бассейна. Мощность рыбной пачки на южном склоне Карагиинского поднятия не превышает нескольких метров, а к юго-востоку в Карабарахтинской синклинали она увеличивается до 80—100 м.

Верхняя подсвета залегает на рыбной с постепенным переходом темно-серых микроштриховатых глин в зеленовато-серые тонкослоистые, которые сверху сменяются слоистыми глинами с водорослевыми остатками и неслоистыми светло-серыми глинами со стяжениями мелкокристаллического пирита и скоплениями глауконита. В отложениях верхней подсветы наблюдаются почти полное отсутствие остатков рыб и увеличенное количество алевритового материала.

Таким образом, изучение литолого-фашиальных особенностей рыб-

ной подсвиты позволяет сделать вывод о том, что формирование ее происходило в два этапа, разграниченных внутриформационным перерывом, отразившимся на размыве пород карагинской и частично кенджалинской свит. В первом этапе накапливались отложения первых четырех пачек, содержащие редко рассеянные мелкие остатки рыб и небольшое количество бурых чешуек органического вещества. Тектонический анализ мощностей показывает, что формирование отложений первого этапа происходило под влиянием Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, которая, по-видимому, периодически выходила из-под уровня моря. Весь основной материал выносился к югу от Карагинского поднятия, которое уже было заложено, но не влияло на процесс осадконакопления в первом этапе.

Нам представляется, что чередование прослоев темных и светлых глин в отложениях первого этапа есть следствие периодических колебательных движений дна морского бассейна. Полное отсутствие скопленных костного детрита и крупных костей в отложениях первого этапа мы объясняем тем, что в это время источник сноса глинистого материала и остатков рыб располагался на значительном удалении от района седиментации. По-видимому, область сноса материала на первом этапе находилась к северо-востоку от описываемого района в пределах территории, размытой впоследствии неогеновой трансгрессией.

Второму этапу накопления отложений рыбной подсвиты предшествовал подводный размыв ранее образованных осадков, обусловленный сменой тектонического режима района, что привело к изменению седиментационной обстановки. Если на формирование пород первого этапа оказывала влияние Беке-Башкудукская структура, принадлежащая к Центральной Мангышлакской тектонической зоне, то уже во втором этапе мы отмечаем сильное влияние на процесс формирования отложений рыбной пачки конседиментационного Карагинского поднятия, относящегося к зоне Южно-Мангышлакского прогиба. Во втором этапе накапливались только крупнодисперсные глинистые отложения, содержащие большое количество костного детрита и органического вещества.

Минимальная мощность этих отложений вблизи осевой части Карагинского поднятия и значительное увеличение их мощностей в Сегендыкской и Карабарахтинской синклиналиях свидетельствуют о том, что Карагинское поднятие формировалось главным образом одновременно с накоплением осадков рыбной пачки и служило источником сноса материала.

В этот период Карагинское поднятие, по-видимому, представляло собой мелководную область, изобиловавшую микропланктоном, где в большом количестве обитали рыбы.

Естественная, возможно катастрофическая, гибель рыб в области Карагинского поднятия приводила к образованию сапропелевых осадков, содержавших большое количество полных или частично разрушенных скелетов рыб, которые вследствие постепенных периодических колебаний Карагинской структуры выводились в зону активной гидродинамики и разносились морскими течениями в стороны от поднятия. Какова же природа морских течений, способствовавших разносу материала?

Есть основания полагать, что это были циркулярные течения, описанные Н. М. Страховым (1962), который указывает, что характерной чертой циркулярных течений является изменчивость их траекторий в пространстве и во времени. Под влиянием перемен атмосферной циркуляции течение может то приближаться к берегу, то отходить от него на десятки километров, а также скорость его то резко возрастает

(в штормы, когда ветер дует в направлении, близком к направлению течения), то сильно замедляется. Н. М. Страхов также указывает, что наибольшей кинетической энергией обладают верхние горизонты водной массы, а вглубь ее гидродинамическая активность резко понижается, на основании чего им выделены две зоны: 1) верхняя — зона взмучивания и 2) нижняя — зона осаждения.

Таким образом, выводимые в активную гидродинамическую зону взмучивания, а возможно и на поверхность, осадки, содержащие скелеты рыб, подвергались размыву и переотложению в Сегендыкскую и Карабарахтинскую синклинали.

Костный детрит, как наиболее тяжелый, отлагался в мульдообразных прогибах, расположенных на склонах поднятия, в то время как основная масса глинистого материала и рыбьей чешуи уносилась на значительные расстояния.

Образование отложений рыбной пачки, содержащей скопления костного детрита, по нашему мнению, происходило на фоне общего опускания в несколько весьма продолжительных по времени фаз или ритмов воздымания Карагининской структуры.

Отмеченная ритмичность тектонических колебаний определила и ритмичность формирования отложений рыбной пачки, что нашло отражение в закономерном чередовании прослоев, содержащих более грубый материал (костные остатки рыб) с глинистыми прослоями.

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что формирование отложений рыбной пачки генетически связано с конседиментационной Карагининской структурой, которая служила источником сноса материала и способствовала образованию глинистой толщи с остатками рыб. Подтверждением этому могут служить факторы.

1. Минимальная мощность отложений рыбной пачки в районе Карагининского поднятия и увеличение ее к северо-западу и юго-востоку от последнего.

2. Увеличенное содержание костного детрита в глинах рыбной пачки вблизи осевой части поднятия и уменьшение его в стороны от оси поднятия.

3. Наличие наиболее крупного костного материала вблизи поднятия и уменьшение его в стороны от поднятия.

4. Размытые поверхности подстилающих пород, наблюдаемые вблизи осевой части поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

- Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтегазоносности полуострова Мангышлак. Геология нефти, № 7, 1957.
- Кузнецова Н. Ф. Новые данные по стратиграфии нижнетретичных отложений Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 82, № 1, 1952.
- Ливеровская Е. В. Третичные отложения Мангышлака. Гостоптехиздат, 1960.
- Меркин Р. Л. и др. О биостратиграфии майкопских отложений южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С. Олигоценовые структуры южного Мангышлака. Сов. геология, № 12, 1960.
- Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений южного Мангышлака. Бюлл. научн.-техн. информации Мин-ва геол. и охраны недр СССР, № 3, 1958.
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене южного Мангышлака. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 36, вып. 5, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В сб. Памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31 : 551.782.22 (477.73)

КИММЕРИЙСКИЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ХЕРСОНЩИНЫ

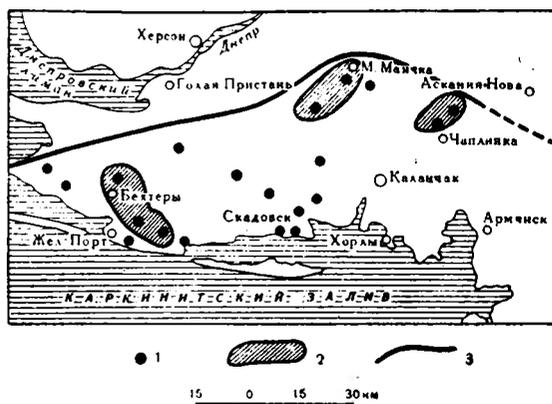
Е. Ф. ШНЮКОВ, О. Н. КИРИЧЕНКО

Первые сведения о киммерийских отложениях на Херсонщине приведены Н. Соколовым (1889), описавшим глинистые пески из с. Преображенки с *Cardium subdentatum* Desh. Позже П. А. Двойченко (1930) установил более широкое распространение киммерийских зеленовато-бурых глин с лимонитизированными и сидеритизированными прослоями. В пос. Ивановка-Еленовка в 20 км от с. Бехтеры им были встречены черные железистые пески с оолитами зеленовато-бурого лимонита, сидеритом и фауной *Dreissensia theodori* Andrus и другими видами *Dreissensia*. Эти же виды были обнаружены в 1934 г. Л. Г. Ткачуком в аллювиальных отложениях нижнего течения Днепра. К. И. Маковым (1937) киммерийская фауна установлена в желтовато-серых песках в районе г. Скадовска и в 25—30 км к северо-западу от города. Потертость раковин позволила считать их переотложенными. К. И. Маков сделал вывод о том, что киммерийское море достигало района г. Скадовска, а киммерийские отложения залегают в виде островка, сохранившегося от размыва. Размыв киммерия произведен мощным потоком (рекой), направлявшимся с востока — северо-востока на запад — юго-запад. По мнению К. И. Макова и Г. И. Молявко (1940), северо-восточная граница распространения отложений морского киммерия проходит севернее с. Збурьевка и северо-восточнее пос. Карги и уходит далее в Каркинитский залив. Связь Херсонской и Азовской частей киммерийского моря в районе Перекопского перешейка отрицается. Г. И. Молявко (1950, 1960) предполагает размыв киммерийских отложений в куюльницкое время. Е. Т. Малеванный и И. Я. Яцько (1952) указывают на более широкое распространение киммерийских отложений на левобережье Днепра, в частности в селах Мудрая Костокрызовка, Широкое, Кларовка и Петровка Скадовского р-на, в г. Скадовске; в селах Черноморские Колодцы, Слепушинское, Малый Клин и Ново-Владимировка Голопристанского р-на. По их мнению, киммерийские отложения, залегающие здесь *in situ*, размывались речными потоками не в куюльницкое время, а позже.

В целом по литературным и отчетным данным киммерийские отложения Херсонщины представлены мергелями, глинами и песками. Глины и пески содержат ожелезненные линзы и прослои с остатками фауны. Площадь развития киммерийских отложений весьма значительна (фиг. 1).

Рудопроявления встречаются по всему разрезу киммерийской толщи и представлены двумя разностями — табачными глинами и табачными песчинками с разной степенью цементации. Табачные глины, содержа-

щие мелкие рудные оолиты, были встречены в селах Кларовка, Тарасовка, М. Маячка. Мощность линз и пластов табачных глин, колеблется от 0,5 м до 7—8 м, в среднем составляет 2—3 м. Табачный камень, под которым понимаются песчаники с гидроферрихлоритовым цементом, установлен в с. Ново-Федоровка и в нескольких других пунктах. Наконец, пески с большим количеством оолитов зеленоватобурого лимонита и сидерита, т. е., видимо, те же самые табачные камни были вскрыты в с. Ивановка-Еленовка в 20 км от с. Бехтеры.

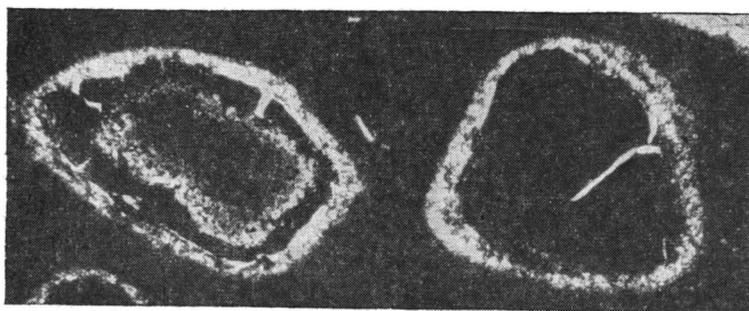


Фиг. 1. Схематическая карта распространения киммерийских руд Херсонщины:

1 — скважины, встретившие фаунистически охарактеризованные киммерийские отложения (литературные данные); 2 — зоны распространения киммерийских железных руд; 3 — контур киммерийского бассейна

этом районе была пробурена без подъема керна, а поднятый керн описан зачастую некаленифицированно.

В 1962 г. при бурении гидрогеологических скважин в с. Бехтеры Херсонской обл. впервые в послевоенный период удалось получить керн киммерийских железных руд Херсонщины¹. Рудный пласт маломощен



Фиг. 2. Оторочки перекристаллизованного сидерита вокруг оолитов табачной руды. Николи +; $\times 50$

(всего 1,3 м), залегает на глубине 90,0—91,30 м на оолитовых понтических известняках с явно выраженным несогласием (на контакте есть галька известняка); сверху руды перекрыты серыми с незначительными примазками лимонита глинами мощностью около 40 м. Последние в свою очередь сменяются мощной (57 м) пачкой белых песков.

¹ Авторы пользуются случаем поблагодарить главного геолога Херсонской геологоразведочной партии А. И. Смирнова за любезное предоставление керновых материалов.

Встреченные киммерийские руды представлены двумя основными разновидностями — табачными глинами и табачными песчаниками. Первые представляют собой бедные руды, аналогичные табачным рудам керченских месторождений. Они слагают верхи рудного пласта и с глубиной постепенно переходят в табачные песчаники.

В составе табачных руд содержится до 30% оолитов и псевдооолитов. Размеры последних колеблются от 0,3 до 2,5 мм. В мелких фракциях от 0,3 до 0,7 мм почти полностью преобладают окатанные обломки оолитов и цемента — псевдооолиты. Более крупные фракции сложены, как правило, типичными концентрически слоистыми оолитами, иногда содержащими ядра из окатанных рудных частиц.

Псевдооолиты, как правило, характеризуются высокой степенью окисления и представлены обычно гидрогетитом. Гидрогетитом сложены также ядра оолитов. Оолиты в основном сложены гидроферрихлоритами, лимонитизированными снаружи либо по отдельным концентрам.

Цемент руд обычно свеж и состоит из гидроферрихлорита, пропитанного тонкодисперсным марганцовистым сидеритом. В отдельных участках сидерит слагает весь цемент целиком, образуя подобие кристификационного цемента. В основной хлоритово-сидеритовой массе рассеяны мельчайшие округлые выделения более чистого сидерита сферолитового строения. Вокруг оолитов наблюдаются своеобразные перекристаллизованные оторочки сидерита (фиг. 2). В цементе содержится до 10% терригенных минералов; размеры обломков — 0,4—0,6 мм. Преобладает кварц.

По химическому составу табачные руды Херсонщины близки к рудам Керченского бассейна (таблица, обр. 3474). Содержание железа и марганца невысоко и примерно отвечает таковому в табачных рудах Керченского бассейна. Сходство еще более усиливается вследствие высокого содержания фосфора и комплекса установленных спектрально примесей.

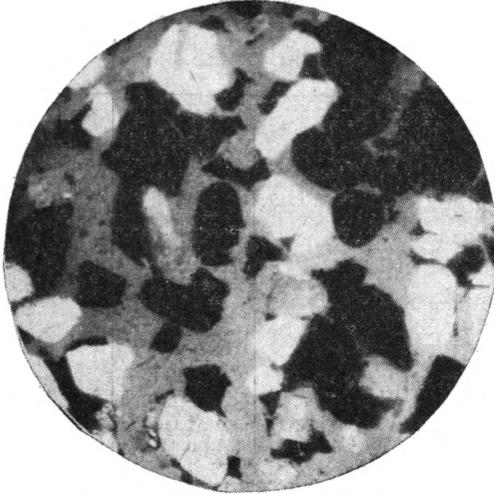
Табачные песчаники, слагающие нижние полметра рудного пласта, характеризуются повышением количества обломочного материала — 40—60%; оолиты и псевдооолиты содержатся в количестве 20—30%; остальное — гидроферрихлоритовый цемент. Повышенная песчаность этой разновидности руд хорошо заметна уже визуально. Микроскопические наблюдения позволяют определить их минералогический состав. Преобладает кварц, иногда волосовидно проросший рутилом; меньше плагиоклазов микроклина; встречаются единичные зерна циркона, граната и других минералов. Терригенные минералы плохо окатаны; размеры зерен более или менее одинаковы — 0,2—0,6 мм. Оолиты и псевдооолиты в табачных песчаниках соизмеримы по размерам с зернами тер-

Химический состав табачных руд Херсонщины, вес. %

Компоненты	Обр. 3474	Обр. 3476
SiO ₂	14,64	44,90
TiO ₂	0,23	0,22
Al ₂ O ₃	4,75	4,38
Fe ₂ O ₃	22,76	32,64
FeO	23,35	3,31
MnO	1,98	0,20
CaO	2,00	0,85
MgO	2,93	0,85
K ₂ O	0,36	0,47
Na ₂ O	0,15	0,13
P ₂ O ₅	0,85	1,60
SO ₃	0,08	0,07
H ₂ O гигр.	2,40	2,82
H ₂ O крист.	3,55	4,53
CO ₂	20,13	4,07
As	0,04	0,07
Сумма	100,20	100,51
Fe	34,06	25,41
Mn	1,53	0,15

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института минеральных ресурсов АН УССР.

ригенных минералов. Лишь отдельные оолиты достигают 1,5—2,0 мм. В этих оолитах хорошо видна концентрическая слоистость. В основном же преобладают гидрогетитовые псевдооолиты. Состав цемента преимущественно гидроферрихлоритовый. В цементе содержатся местами мелкие (0,05 мм) круглые сферолитики сидерита. По характеру это чаще всего базальный цемент, в котором погружены обособленные зерна терригенных минералов, оолиты и псевдооолиты (фиг. 3), реже — цемент пор, заполняющий пространство между соприкасающимися обломочными частицами.



Фиг. 3. Табачный песчаник. Никולי +; $\times 20$ (зерна кварца — светлые оолиты и псевдооолиты — темные)

По химическому составу табачный песчаник гораздо беднее полезными компонентами, нежели вышележащие табачные руды (таблица, обр. 3476), вследствие высокого содержания терригенных минералов.

Последовательная смена табачных песчаников табачными рудами, постепенно переходящими в надрудные глины, указывает на развитие процессов железнакопления в западных оконечностях киммерийского моря на фоне продолжавшейся трансгрессии. При этом рудообразование протекало, очевидно, только в условиях мелководного моря и прекратилось по мере его углубления. Обилие терригенного материала в составе руд,

постоянное присутствие псевдооолитов, возникающих за счет разрушения и перемыва прибрежных участков рудного пласта, подтверждают выводы о мелководности «рудного моря».

Херсонские киммерийские железные руды весьма интересны палеогеографически как еще одно достоверное доказательство глубокого проникновения на запад киммерийского моря. Поэтому весьма желательно провести хотя бы небольшой объем разведочных работ с целью изучения распространения киммерийских руд на левобережье Днепра и оценки их возможных перспектив в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

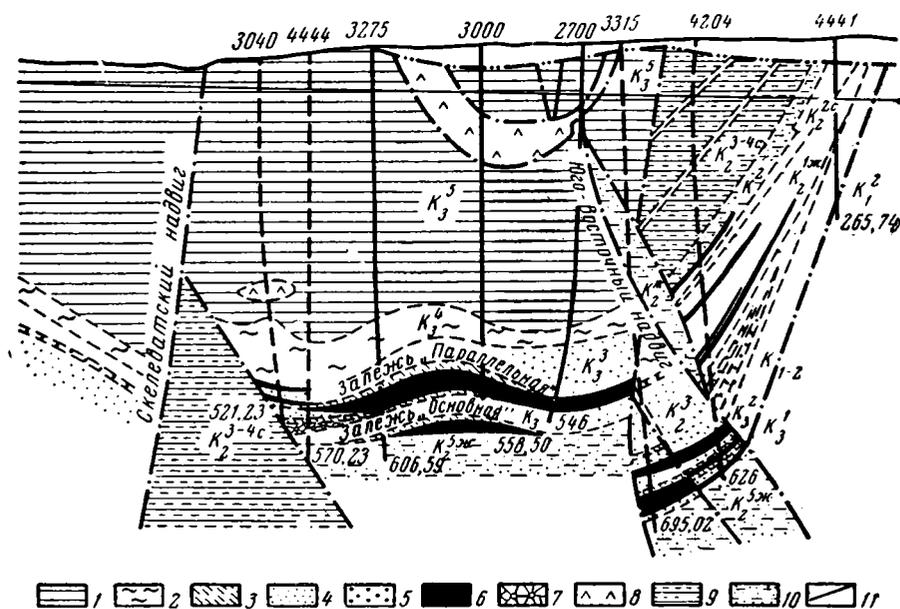
- Соколов Н. А. Общая геологическая карта России, лист 48, 1889.
 Двойченко П. А. Геологический очерк северной Таврии. Тр. Юж. об-ва меллиорат. организации, т. 9, вып. 15, 1930.
 Маков К. И. О киммерийских отложениях в Скадовском районе УССР. Докл. АН УССР, т. 17, № 9, 1937.
 Маков К. И., Молявко Г. И. Палеогеографические схемы Причерноморья. Материалы по геол. и гидрогеол., сб. 1. Изд-во Укр. геол. упр., 1940.
 Молявко Г. И. Куяльницькуй відклади півдня УРСР. Геологічний ж., т. 10, вып. 1, 1950.
 Молявко Г. И. Неоген півдня України. Київ, Рид-ство АН УРСР, 1960.
 Малеванний Е. Т., Яцько И. Я. Новые данные о распространении киммерийских отложений на левобережье Нижнего Днепра. Докл. АН СССР, т. 86, № 6, 1952.

УДК 553.313 : 551.72(477.63)

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ООЛИТЫ ИЗ ВЕРХНЕЙ СВИТЫ КРИВОРОЖСКОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ СЕРИИ

В. Ф. ПЕТРУНЬ

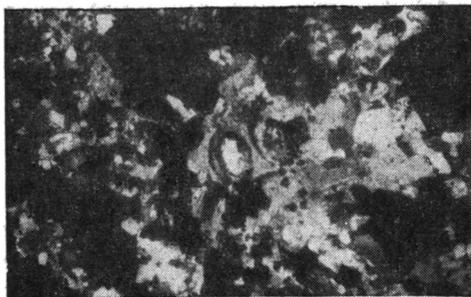
При микроскопическом изучении магнетитовых руд, вскрытых скважинами разведочной линии XIII—XIII (фиг. 1) на западном фланге залежи «Параллельная» (северная часть Восточно-Ингулецкой синклинали, участок шахты 5), сравнительно недавно удалось обнаружить до сих пор пропускавшиеся другими исследователями своеобразные метасолитовые структуры, геологическая достоверность которых не вызывает сомнений. Рудная залежь на описываемом участке залегает почти горизонтально среди магнетито-хлоритовых сланцев, метапесчаников и кварцитов нижней части разреза верхней свиты K_3 примерно на 50 м выше древней поверхности размыва подстилающих пород пятого железистого горизонта средней свиты. Метаморфизованная, первоначально существенно обломочная руда характеризуется бластоалевропсаммитовой структурой, массивной и неяснополосчатой (за счет чередования прослоев разного минерального и гранулометрического состава) текстурой. Окраска руды черная, в маломощных (первые миллиметры) обогащенных хлоритом прослоях — зеленовато-черная, в существенно карбонатных и кварцевых — темно-серая. Оолиты (от 2—3 до 20—30 на шлиф) приурочены к несколько более карбонатному полуметровому



Фиг. 1. Геологический разрез по линии XIII—XIII (Восточно-Ингулецкая синклиналь):

1 — сланцы кварцево-серицито-углистые; 2 — сланцы кварцево-серицито-хлоритовые (охристые); 3 — сланцы магнетито-хлоритовые; 4 — песчаники и кварциты; 5 — бурые железняки; 6 — руды; 7 — брекчия; 8 — диабаз; 9 — сланцы углисто-кварцево-серицитовые и биотито-хлоритовые с прослоями безрудных роговиков; 10 — роговики магнетитовые и мартитовые; 11 — тектонические нарушения. (Геология Криворожских железорудных месторождений, 1962, стр. 453, рис. 7.)

прослою мелкозернистой руды. Последняя состоит из магнетита (50—60%), кварца (до 30%), карбонатов (кальцит и железистый доломит-анкерит с показателем преломления N_g 1,693, всего обоих до 15%), хлорита (типа пеннина с показателем преломления N_m 1,597) и гематита (в тонкодисперсном виде и в форме более крупночешуйчатой железной слюдки). В незначительном количестве присутствуют также биотит, мусковит, пирит, апатит, циркон, а по последним литературным данным



Фиг. 2. Оолит с кварцевым (белое) ядром и двумя рудными оторочками в карбонатном агрегате гранобластовой структуры (серое). Николи +; $\times 45$



Фиг. 3. Оолит с гематитовой оторочкой и порфиробластами магнетита в полиминеральном ядре. Кварцево-анкерито-магнетитовый прослой. $\times 75$

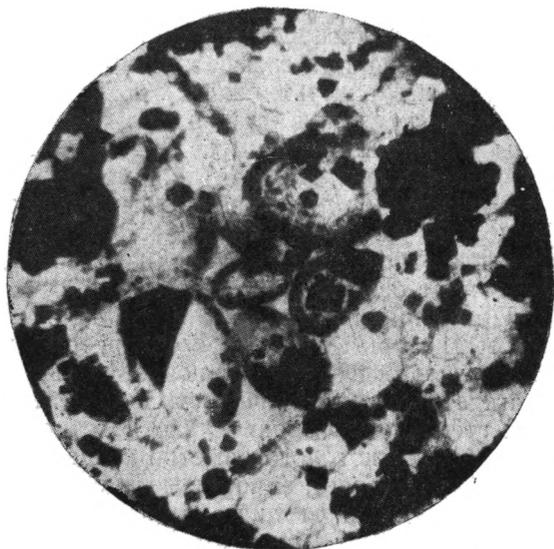
в рудах этой же залежи обнаружены также кислый плагиоклаз, топаз и турмалин. Под микроскопом основная масса первоначально кластогенного магнетита представлена идиобластовыми зернами и их сростками полиэдрических очертаний (размерами до 1 мм), располагающимися в общем параллельно слоистости. Присутствуют также скелетные (футляровидные) и пойкилобластовые формы, псевдоморфозы магнетита по гематиту. Судя по структурам, часть магнетита, несомненно, замещала карбонат, но, с другой стороны, наблюдаются и обратные взаимоотношения. Кварц выполняет промежутки между сростками магнетита. Первоначально обломочные зерна с отчетливым облачным погасанием часто обнаруживают реликты регенерационной структуры. Вторичный стебельчатый кварц развивается кое-где на торцах полиэдрических сростков, частично выполняет секущие трещинки. Наконец, в рудах залежи встречаются обломки железистых пород средней свиты.

К прослоеобразным скоплениям анкерита гетерограно- и пойкилобластовой структуры приурочены как одиночные оолиты, так и их скопления. Диаметр оолитов 0,1—0,2 мм, форма овальная. Преобладают простые оолиты с ядром из одиночной кварцевой песчинки и тонкой (0,01—0,02 мм) периферической оторочкой из тонкодисперсного гематита или магнетита. Реже количество таких оторочек, разделенных безрудными прослоями, достигает трех, причем наружные концентры в таких случаях обычно оказываются сильно разрушенными, их разобщенные криволинейные обрывки, сохраняющие тем не менее единую ориентировку, образуют пойкилобластовые включения в крупнозернистом карбонатном базисе. Эксцентриситет соседних вложенных оторочек обуславливает иногда их слияние на одной из сторон оолита (фиг. 2). Промежутки между вложенными гематито-магнетитовыми оболочками обычно выполнены карбонатом, который, замещая в некоторых случаях даже центральное ядро, обнаруживает, как травило, единое погасание с общей системой трещин спайности и внутри

и снаружи оолита (перекристаллизация анкерита, по-видимому, происходила позже и диагенетического оолитообразования, и частичного разъедания периферических рудных концентров карбонатом). Сложные ядра метаоолитов могут состоять одновременно из карбоната кварца, хлоритизированного биотита и даже единичных порфиробластов магнетита (фиг. 3). Встречаются оолиты, наружная оболочка которых сохраняет гематитовый состав, тогда как внутренняя, прилегающая к кварцевому ядру, в значительной степени заместилась уже магнетитом и наоборот. Наблюдаются все переходы от появления в тонкодисперсном гематите первых мельчайших (тысячные доли миллиметра) разобшен-ных порфиробластов магнетита до полного замещения гематитовых концентров, а то и всего оолита в целом. Первоначально овальная форма при этом нередко теряется (фиг. 4). Наряду с одно- и многоконцентрированными метаоолитами, в шлифах встречаются бобовидные, незональные стяжения из тонкодисперсного гематита с карбонатом диаметром тоже около 2 мм. Избирательно замещаясь магнетитом (чаще всего по направлению от центра к периферии), они также могут превратиться в полиэдрический сферолитовый сросток. Наконец, в одном шлифе было отмечено еще весьма тонкозернистое кварцево-гематитовое стяжение (субмикроскопические гематитовые чешуйки переполняют тонкозернистый кварц, напоминая сходные агрегаты из краснополосчатых железистых пород средней свиты) с неправильными, выполненными кварцем и карбонатом трещинками, напоминающими трещинки усыхания. Реликтов радиально-лучистого строения ни в метаоолитах, ни в стяжениях обнаружить не удалось.

Морфологические особенности изучавшихся оолитов и микробобовин с несомненностью указывают на их неорганическое происхождение. Во всяком случае, по составу, размерам, структурным особенностям они заметно отличаются, например, от простейших онколитовых водорослей протерозоя и рифея (Вологдин, 1962), которые, кстати, нередко встречаются совместно с оолитами (Gundersen, 1960; Quirk, 1961; Thomson, 1960). Наш личный опыт многолетнего изучения криворожских пород под микроскопом также позволяет исключить гипотезу о предположительно метасоматической (гидротермальной) природе описываемых структур. Во всяком случае, изредка встречающиеся в железистых породах бассейна гематитовые шарики типа, описанного в литературе (Бетехтин, 1953, рис. 8—11), отличаются иными размерами и формой.

Зато значительное (иногда полное) сходство криворожские оолиты



Фиг. 4. Скопление разноориентированных оолигов, в различной степени замещенных магнетитом и карбонатным базисом. Белое — кварц, серое — карбонат, серовато-черное — гематит, черное — магнетит. Прозрачный шлиф. $\times 75$

обнаруживают с железистыми метаоолитами, описанными для Сев. Америки Г. Джеймсом или Т. Квирском (James, 1954, фиг. 22—25, 28; Quirk, 1961, фиг. 4—7), а для Южн. Африки — Б. Вагнером (Wagner, 1928). Показательно, что в двух последних случаях оолиты, как и на Криворожье, тяготеют к первоначально кластогенным образованиям. Такое совпадение геологической позиции, состава и структуры метаоолитов с определенностью доказывает сходство условий как осадконакопления, так и метаморфогенеза. Наряду с обломочными кварцем, магнетитом и, быть может, даже железной слюдкой из размытых горизонтов средней свиты, в составе первичного осадка углисто-терригенной формации (Каляев, 1962) верхней свиты, несомненно, присутствовали также пелитоморфные гидраты окиси железа, позднее трансформировавшиеся в тонкодисперсный гематит. В условиях движущейся водной среды при благоприятных соотношениях терригенного и хемогенного материала (в песчаных осадках оолитообразование происходит при меньших концентрациях железа, чем в глинистых, и с этой точки зрения руды и метапесчаники верхней свиты более «оолитоперспективны», чем вмещающие магнетито-хлоритовые сланцы) гидроокислы железа образовали либо незональные сгустки типа бобовин, либо рудные концентры оолитов. Наличие в рудах многоконцентрированных оолитов указывает на неоднократное изменение физико-химических условий в первичном осадке (Малаховский, 1961).

Постоянно наблюдающаяся в шлифах ассоциация оолитов с анкеритом, который, наряду с сидеритом, возникает на диагенетическом этапе литогенеза, весьма показательна. Если можно говорить о последиагенетической устойчивости сидерита (Страхов, 1962), то в еще большей степени это справедливо по отношению к анкериту, температура диссоциации которого заметно выше соответствующей константы сидерита. Скорее всего, анкерит метаоолитов верхней свиты Кривого Рога — унаследованный от диагенетического этапа минерал, тем более что в системе обычной морской воды поле устойчивости $Eh-pH$ анкерита, будучи больше соответствующего поля $FeCO_3$, располагается в условиях «числх значений pH между полями устойчивости пирита и гематита (Huber, 1958), т. е. опять-таки тех минералов, которые присутствуют в изученном парагенезисе. Что касается магнетита, то несмотря на то, что он тоже достаточно часто бывает диагенетическим, возникая при тех же в общем значениях Eh , что и карбонаты железа, но в условиях щелочных значений pH (Huber, 1958), основная масса его в рудах залежи «Параллельная» имеет, по-видимому, кластогенное и метаморфическое происхождение.

Совпадение списка главных минералов описываемой руды и железистых пород средней свиты (кварц, магнетит, гематит, карбонаты и силикаты железа типа биотита и хлорита) на разведанном участке подтверждают заключение некоторых авторов (Ищенко, 1957; Каляев, 1962) о том, что по степени метаморфизма породы верхней свиты не уступают породам средней. Соответственно попытки П. П. Назарова (1958а, б) увидеть метаморфизованные оолиты в довольно крупнозернистых сферических и кольцеобразных сростках магнетита и кварца из пород нижней железорудной подсвиты кажутся необидительными. В случае присутствия в исходных железисто-кремнистых осадках средней свиты оолитов, подобных оолитам верхней свиты — а по данным Г. Джемса (James, 1954) морфологическое сходство и тех и других несомненно, — в шлифах удавалось бы обнаружить значительно более «оолитообразные» формы, чем приводимые в зарисовках и микрофотографиях П. П. Назарова (1958а, б). Если бы в строении гипотетических

оолитов средней свиты участвовали гидроокислы железа, они, несомненно, хотя бы частично сохранились в форме тонкодисперсного гематита, тем более что последний весьма обилен в краснополосчатых магнетитовых кварцитах того же второго железистого горизонта. Дело не в метаморфогенной перекристаллизации, вызывающей появление в железистых породах железорудной свиты K_2 неориентированно-сростковых структур, а в исходном отсутствии оолитов в железисто-кремнистых осадках Криворожско-Кременчугской зоны: без примеси алевро-песчаных частиц в железистых горизонтах средней свиты не могло происходить и оолитообразования (Страхов, 1960б).

Зато во время формирования пород и руд верхней свиты в результате изменения геотектонического режима на западной окраине нижнепротерозойской геосинклинальной зоны (Каляев, 1962) условия хотя бы для ограниченного, кратковременного оолитообразования были более благоприятными.

И хотя Н. П. Семененко (1955) и В. С. Федорченко (1962) и ставят под сомнение оолитовую природу описанных Ю. Г. Гершойгом (1936) из верхней свиты магнетитовых сростков, действительно маловыразительных и недоказательных, попытка найти оолиты в отложениях верхней свиты теоретически, несомненно, более оправдана, чем их настойчивые, начиная с работ Геологического комитета (Свитальский и др., 1932), поиски в железистых породах средней свиты.

Оолитовые железные руды, обычно приуроченные по схеме Н. М. Страхова к крыльям синеклиз или склонам антеклиз (Страхов, 1960а), располагающиеся либо в основании трансгрессирующих слоев, либо несколько выше поверхности размыва, и в конкретных геологических условиях Кривого Рога оказались занимающими именно такое положение (фиг. 1, западный фланг залежи «Параллельная» в точке пересечения ее скв. 4444).

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Вологдин А. Г. Древнейшие водоросли СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна, сб. Госгеолтехиздат, 1957.
- Геология Криворожских железорудных месторождений, сб. Изд-во АН УССР, 1962.
- Гершойг Ю. Г. Оолитова структура магнетиту з Кривого Рогу. Геологічний ж., т. 3, вып. 3—4, 1936.
- Ищенко Д. И. К вопросу о взаимоотношении между верхней и средней свитами Кривого Рога. В сб.: Тр. межвузовск. научн. совещ. по геол. и полезн. ископ. центр. чернозем. обл. Изд-во Воронежск. ун-та, 1957.
- Каляев Г. І. Нижньопротерозойські лагуна та моласова формації Криворізького басейну. Геологічний ж., т. 22, вып. 5, 1962.
- Малаховский В. Ф. Рудное оолитообразование в условиях накопления продуктов грязевого вулканизма. Докл. АН СССР, т. 139, № 5, 1961.
- Назаров П. П. О реликтах первично-оолитового строения криворожских железистых кварцитов. Научн. тр. Харьковск. горн. ин-та, т. 4, 1958а.
- Назаров П. П. Про первісний склад і умови нагромадження залізистих осадків Криворізького басейну. Геологічний ж., т. 18, вып. 3, 1958б.
- Свитальский Н. И. и др. Железорудное месторождение Кривого Рога. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 153, 1932.
- Семененко Н. П. Состояние и задачи изучения геологической истории, генезиса руд и пород, а также структуры месторождений Криворожского бассейна. В сб.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Изд-во АН СССР, 1960а.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. Изд-во АН СССР, 1960б.

- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1962.
- Федорченко В. С. До питания про «оолитову» структуру магнетиту в залізистих породах Кривого Рогу. Геологічний ж., т. 22, вып. 5, 1962.
- Gundersen J. N. Stratigraphy of the Eastern Mesabi District. Econ. Geol., v. 55, No. 5, 1960.
- Huber N. K. The Environmental Control of Sedimentary Iron Minerals. Econ. Geol., v. 53, No. 2, 1958.
- James H. L. Sedimentary Facies of Iron Formation. Econ. Geol., v. 49, No. 3, 1954.
- Quirk T. T. Geology of Temiscamie Iron-Formation, Lake Albanel Iron Range, Messessini Territory, Quebec, Canada. Econ. Geol., v. 56, No. 2, 1961.
- Thomson J. E. On the Origin of Algal-like Forms and Carbon in the Sudbury Basin, Ontario. Trans. Roy. Soc. Canada Sec., IV, 54, June, 1960.
- Wagner B. A. The Iron Deposits of the Union of South Africa. South Africa Geol. Surv., mem. 26, 1928.

Криворожский горнорудный институт
Кривой Рог

Дата поступления
10.V.1963

УДК 546.65 : 551.49 : 553.984(571.1)

РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПЛАСТОВЫХ ВОДАХ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

А. Э. КОНТОРОВИЧ

Редкие и рассеянные элементы в пластовых водах нефтеносных отложений изучены крайне слабо. Лишь в самое последнее время появились отдельные работы, посвященные этому вопросу (Гуревич, 1960, 1961; Катченков, 1959, Brooks, 1960). С. М. Катченков отметил редкую встречаемость V, Ni и отсутствие Ti, Cr, Co и некоторых других элементов в водах нефтяных месторождений. Причину этого явления он видел в переходе элементов группы железа из воды в нефть. К сходным выводам пришел М. С. Гуревич. В водах нефтяных месторождений УзбССР и ТуркмССР, по данным этого исследователя, отсутствуют или встречаются крайне редко V, Cr, Co, Ni, Zr, Mo, Sb, Be, G, Ga и другие элементы и лишь Mn, Cu, Zn, Ag, Sn, Tb и Pb встречаются чаще. Минерализация этих вод до 200 г/л. Иной, более богатый комплекс элементов (Cu, Zn, Sn, Pb, Ti, V, Co, Ni и др.) установлен в водах нижнемеловых отложений южных районов Западно-Сибирской низменности, минерализация которых меняется от 7 до 19 г/л. Мезозойские отложения южной части низменности месторождений нефти и газа не содержат. На этом основании М. С. Гуревич пришел к выводу, что отсутствие в водах V, Cr, Co, Ni, Zr, Mo и некоторых других рассеянных металлов, нетипичных, по его мнению, для вод нефтяных месторождений, служит косвенным показателем нефтегазоносности.

К сожалению, С. М. Катченков и М. С. Гуревич использовали методику, обладавшую рядом существенных недостатков, что привело их к неверным выводам. Они судили о содержании микроэлементов в водах по спектральным анализам сухих остатков. При этом для высокоминерализованных вод, типичных для нефтяных месторождений, чувствительность анализа в пересчете на воду была очень низкой. Нами было изучено распределение микроэлементов в водах, полученных при испытании юрских и нижнемеловых отложений в 23 разведочных и опорных скважинах, пробуренных в центральной части Западно-Сибирской низменности. На этой территории открыто Мегйонское и Соснинское нефтяные и Усть-Сильгинское газоконденсатное месторождения. Многочисленные нефтепроявления и непромышленные притоки нефти зафиксиро-

рованы на Назинской, Межовской, Ново-Васюганской, Александровской и других разведочных площадях. В составе осадочного чехла центральной части низменности выделяются (Равдоникас и др., 1959; Торгованова и др., 1960) два водоносных комплекса, сложенных песчаноглинистыми породами: отложения тюменской свиты и ее аналогов ($I_{1-2} + I_3^{kl}$), и отложения куломзинской, тарской, киялинской и покурской свит ($Cr_1 + Cr_2^{ст}$). Они разделены битуминозными плотными аргиллитами марьяновской свиты, играющими роль водоупора. Верхний водоносный комплекс, перекрываемый глинистой кузнецовской свитой, подразделяется на ряд водоносных горизонтов. Содержание микроэлементов в породах Западно-Сибирской низменности близки к средним для соответствующих типов пород (Конторович и др., 1961). В региональном плане для глин отчетливо выделяется тенденция к увеличению содержания микроэлементов к центру низменности. Состав вод, служивших объектом исследования, гидрокарбонатнонатриевый и хлоркальциевый; их минерализация меняется от 15 до 60 г/л и рН от 5,5 до 8,5. Вниз по разрезу и к центру Западно-Сибирской низменности увеличивается минерализация и изменяется химический состав вод от сульфатно-натриевых и гидрокарбонатно-натриевых до хлоркальциевых. В работе микроэлементы сосаждали с сульфидом кадмия и полученные осадки исследовали методами количественного спектрального анализа. Применение метода сосаждения существенно повысило чувствительность метода (в 30—150 раз) и исключило влияние минерализации вод на чувствительность анализа. Литий, стронций, натрий, калий и кальций определяли пламеннофотометрически. Анализы выполнены Н. М. Бабиной, В. К. Михайлец и автором.

Средние содержания микроэлементов в пластовых водах нефтеносных отложений Западно-Сибирской низменности приведены в таблице. Здесь же для сравнения даны сведения о содержании этих элементов в поверхностных водах Сибири (Конторович и др., 1963, Удодов и др., 1961).

Средние содержания некоторых химических элементов в пластовых водах

Элемент	Поверхностные воды Сибири мг/л	Пластовые воды Западно-Сибирской низменности. среднее содержание в мг/л		
		нефтяные воды	нефтяные воды	среднее
P	—	3,3 (60)	57,35 (23)	18,3 (83)
Sb	12,00	3,9 (60)	8,24 (23)	5,1 (83)
Ge	—	0,14 (60)	0,08 (23)	0,12 (83)
Pb	0,48	15,4 (57)	22,93 (23)	17,6 (83)
Sn	0,33	2,5 (58)	8,04 (23)	4,1 (83)
Ti	6,20	3,7 (57)	46,90 (23)	16,1 (83)
Mn	20,00	112,0 (59)	150,40 (23)	123,0 (83)
Ga	0,27	0 (60)	1,75 (23)	0,39 (83)
Bi	—	0,19 (60)	0,18 (23)	0,19 (83)
Mo	0,07	0,30 (60)	1,17 (23)	0,54 (83)
V	0,60	0,39 (60)	3,56 (23)	1,27 (83)
La	—	29,00 (60)	1,34 (23)	2,50 (83)
Zr	0,76	1,40 (60)	6,43 (23)	2,80 (83)
Ni	0,57	30,30 (60)	61,14 (23)	25,50 (83)
Co	0,30	0,76 (60)	4,13 (23)	1,70 (83)
Cr	—	2,20 (60)	25,80 (23)	3,51 (83)
Zn	13,00	797,00 (60)	676,58 (23)	764,00 (83)
Cu	4,00	29,70 (60)	180,53 (23)	71,50 (83)
Li	—	$4,68 \times 10^3$ (22)	4,29 (11)	$4,62 \times 10^3$ (33)
Sr	—	$219,8 \times 10^3$ (22)	$325,5 \times 10^3$ (11)	$255,3 \times 10^3$ (33)

Примечание. В скобках всюду указано число проанализированных проб.

Из таблицы видно, что подземные воды центральных районов Западно-Сибирской низменности обогащены микроэлементами по сравнению с поверхностными.

Ознакомимся подробнее с поведением отдельных элементов. Для лития характерно возрастание его концентрации в водах с увеличением их минерализации и содержаний натрия и калия (фиг. 1). При этом

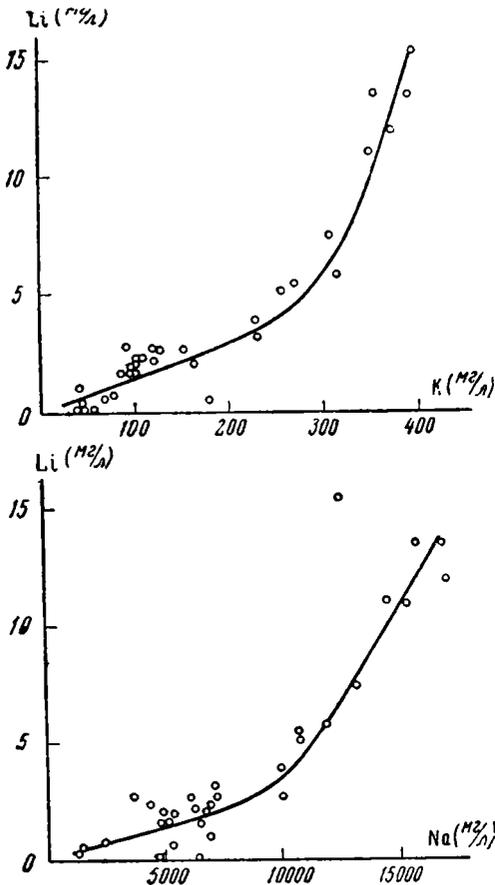
важно подчеркнуть, что независимо от возраста вмещающих отложений и расположения скважин все точки хорошо укладываются на одну корреляционную кривую. Более сложно ведет себя стронций. На фиг. 2 приведена зависимость между содержаниями стронция и кальция в водах. Из фиг. 2 видно, что для вод отложений каждой из свит достаточно строго выдерживается линейная зависимость между концентрацией этих элементов в водах, но угол наклона этих коррелятивных прямых к оси абсцисс, или, что то же самое, отношение $Ca : Sr$ убывает от более молодых осадочных толщ к древним.

Значит, по мере метаморфизации вод окорость выщелачивания стронция относительно кальция непрерывно возрастает, а отношение $Ca : Sr$ в водах, по-видимому, может быть использовано как коррелятивный признак. Таким образом, накопление лития и стронция в водах Западно-Сибирского артезианского бассейна определяется теми же причинами, что и накопление натрия, калия, кальция, приводящими к увеличению минерализации и метаморфизации вод.

Иные факторы контролируют

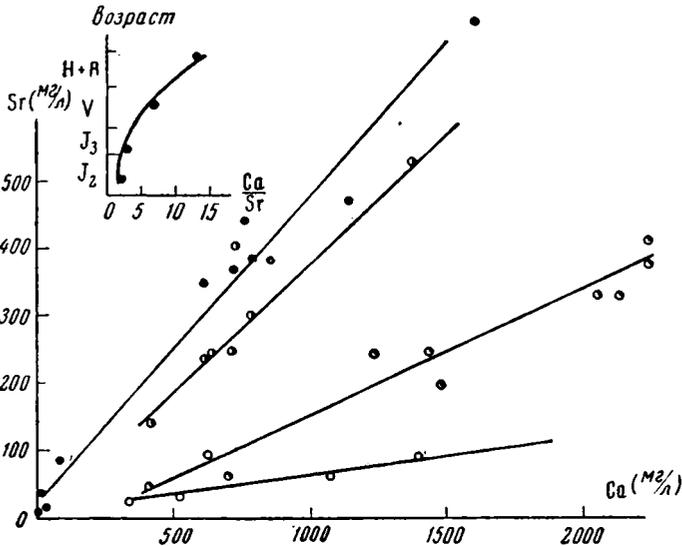
распределение в водах таких элементов, как V, Cr, Co, Ni, Ti, Cu, P и др. Для них какая-либо корреляция между минерализацией вод и концентрацией элементов отсутствует. Точно так же в пределах изученной территории для каждого из водоносных комплексов не устанавливается никакой закономерности в распределении этих элементов по площади. Обращает на себя внимание следующий чрезвычайно интересный и бросающийся в глаза уже при первом знакомстве с результатами анализов факт: наиболее высокие концентрации таких микроэлементов, как P, Pb, Sn, Ti, Ga, V, Ni, Cr и др., характерны для вод продуктивных горизонтов, при испытании которых вода поступала вместе с нефтью или зафиксированы какие-либо нефтепроявления.

Так, на Усть-Сильгинской, Средне-Васюганской и Черемшанской площадях из отложений тюменской свиты получены притоки воды с



Фиг. 1. Зависимость содержаний лития от концентрации калия и натрия в водах

нефтью, газом или газоконденсатом, содержащие до 9 мг/л свинца, 3 мг/л никеля и 0,1 мг/л олова. На Межовской, Мегионской и ряде других площадей из отложений нижнего мела совместно с нефтью получены воды, содержащие большой комплекс малых элементов, в том числе V, Ni, Sn, Sb, Co, Cr и др. Важно отметить, что повышенные содержания микроэлементов в пределах какого-либо водоносного комплекса характерны также для вод отложений, перекрывающих залежь, и для близлежащих законтурных скважин.



*Фиг. 2. Зависимость содержаний стронция от концентрации кальция в водах:

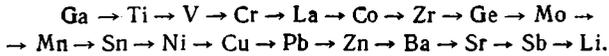
● — тюменская свита, ○ — локосовская свита, ◐ — куломзинская и тарская свиты, ○ — киялинская и покурская свиты

Значительно более бедный комплекс элементов и более низкие их содержания характерны для вод, полученных при испытании скважин на разведочных площадях, на которых не зафиксированы нефте- и газопроявления (Тымская, Туйская, Большереченская, Бочкаревская и др.). Для скважин, в которых в одном из водоносных комплексов зафиксированы нефтепроявления, второй, непродуктивный, водоносный комплекс также почти всегда характеризуется пониженными содержаниями и бедным спектром микроэлементов. Такая картина имеет место на Александровской, Назинской, Усть-Сильгинской и некоторых других площадях.

Эта же закономерность видна из таблицы. Воды, полученные при испытании горизонтов с притоками нефти и нефтепроявлениями, а также воды из скважин, в которых зафиксированы нефтепроявления в других горизонтах данного водоносного комплекса, названы нефтяными. Все остальные пробы отнесены к группе ненефтяных вод. Тенденция к накоплению микроэлементов в нефтяных водах хотя и носит статистический характер, но прослеживается достаточно четко. Надо к тому же учесть, что по встречаемости большего комплекса элементов в нефтяных водах закономерность прослеживается более строго.

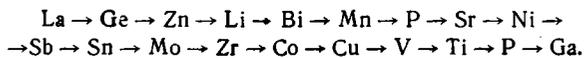
Для характеристики накопления элементов в водах можно использовать отношение содержания того или иного элемента в воде к его содержанию во вмещающих породах. По величине этого отношения

элементы располагаются в следующий ряд возрастающей геохимической подвижности в зоне катагенеза:



Этот ряд довольно близко совпадает с рядом геохимической подвижности редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза. Н. М. Страховым (1960) было показано, что элементы группы железа, такие как Cr, Mn, Ti, V, Co, Ni и др., поступают в бассейны седиментации в форме взвесей и лишь отчасти в форме растворов. Проводимые нами в настоящее время исследования по миграции элементов в реках Сибири подтверждают правильность этого вывода. Сходство рядов подвижности элементов в зонах гипергенеза и катагенеза объясняется, по-видимому, определяющей ролью по отношению к формам миграции физико-химических свойств элементов и одинаковостью форм их нахождения во взвешях, несомых реками, и в породах.

Аналогичным образом для характеристики возрастания концентраций элементов в нефтяных водах по сравнению с нефтяными водами целесообразно рассмотреть отношение содержаний первых ко вторым. По возрастанию этого отношения элементы располагаются в следующий ряд, почти обратный предыдущему:



Следовательно, наибольшее возрастание концентраций элементов в нефтяных водах имеет место для таких геохимически малоподвижных элементов, как Ti, Co, V, Cu, Ga, Cr, P, Zr и др.

Приведенные факты представляют принципиальный интерес, так как позволяют надеяться, что высокие содержания и большой спектр микроэлементов в водах определенной структуры, даже если первые скважины не вскрывают залежи нефти или газа, могут служить указанием на ее нефтегазоносность.

Накопление микроэлементов (V, Cr, Ti, Co, P, Ni и др.) в водах Западно-Сибирского артезианского бассейна определяется, видимо, как причинами, ведущими к увеличению минерализации и метаморфизма вод (региональный фон), так и влиянием на сорбционную способность пород процессов миграции и перераспределения углеводородов в осадочной толще. Последние процессы приобретают наибольший размах в условиях газовой или нефтяной залежи.

Повышенные содержания целого ряда малых элементов в водах нефтегазоносных структур следует поставить в связь с повышенной радиоактивностью этих вод (Вернадский, Хлопин, 1932), а также с уменьшением содержаний радиоактивных и ряда малых элементов (V, Ni, Co, Cr, Ti и др.) в отложениях, перекрывающих нефтяную залежь (Алексеев, 1959).

Пропитывание пород нефтью и углеводородными газами в ходе их аккумуляции в залежи и ее последующей дегазации через кровлю приводит, как это экспериментально показано Ф. А. Алексеевым, к понижению сорбционной способности глин и облегчает вымывание из них сорбированных элементов. Распределение малых элементов по петрографическому ряду пород и их абсолютные содержания могут сказаться лишь на интенсивности накопления элементов в водах, не меняя направленности процесса. Этим, по-видимому, можно объяснить увеличение содержаний ряда элементов в водах нефтегазоносных структур и уменьшение их содержаний в породах, перекрывающих залежь.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. А. Радиогеохимический метод поисков нефти и газа. В сб.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вернадский В. И., Хлопин В. Г. Об исследовании на радий нефтяных месторождений Союза. Докл. АН СССР, № 3, 1932.
- Гуревич М. С. Редкие и рассеянные элементы в артезианских водах. Булл. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 2, 1960.
- Гуревич М. С. Гидрогеохимические и гидрогеологические показатели нефтегазоносности. В сб.: Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Гостоптехиздат, 1961.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Конторович А. Э. и др. Некоторые черты геохимии Туруханского и Напасского районов Западно-Сибирской низменности. Геол. и геофизика, № 11, 1960.
- Конторович А. Э. и др. Распространение некоторых химических элементов в поверхностных и грунтовых водах северо-запада Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 149, № 1, 1963.
- Равдоникас О. В. и др. Подземные воды Западно-Сибирской низменности по данным глубокого бурения. Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол. геофиз. и минер. сырья, вып. 1. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1 и 2, 1960.
- Торгованова В. Б. и др. Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Удодов П. А., Париллов Ю. С. О некоторых закономерностях миграции металлов в природных водах. Геохимия, № 8, 1961.
- Brooks F. A. Trace and minor elements in Woodbine sub-surface waters of the Coast Texas basin. Geochimica et Cosmochimica acta, 20, № 314, 1960.

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья

Дата поступления
10.IV.1963

Государственного геологического комитета СССР
Новосибирск

УДК 546.16 : 567.0

ФТОР В КОСТЯХ СОВРЕМЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ РЫБ ИЗ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЗАХОРОНЕНИЙ

А. М. БЛОХ

Фоссилизация ископаемых костей животных в общем виде выражается в частичном или полном разрушении их органической части и в обогащении фосфатной части фтором. Наиболее рельефно процесс фоссилизации проявляется в колебаниях содержания фтора. Если в костях живых организмов, особенно пресноводных, фтора практически нет, то в ископаемых костях из древних отложений его содержание почти никогда не опускается ниже 1%. (Блох, 1961; Блох, Коченов, 1960; Данилова, 1946; Коченов, Зиновьев, 1960).

Появление фтора в ископаемых костях было подмечено более 150 лет назад (Mogechiny, 1805). В дальнейшем Миддельтон (Middelton, 1845) высказал предположение, что содержание фтора в костях прогрессирует с увеличением времени и является своего рода мерилем для относительного определения геологического возраста. Этот тезис был принят многими исследователями за истину и до сих пор бытует в геологической литературе.

Анализ большого количества материала из отложений различного возраста и разной фациальной характеристики, однако показывает неприемлемость упомянутой точки зрения для древнего костного фосфата. Обогащение костей фтором происходит при диагенезе осадков, и поэтому величина его содержания определяется не возрастом остатков рыб,

а фаціальными условиями их обитания и захоронения (Блох, Коченов, 1960; Кудрин и др., 1962). Наибольшие содержания фтора наблюдаются в остатках морских рыб, наименьшие — пресноводных.

Использование фтора в качестве мерил относительного возраста может иметь место только для тех костей, которые находятся на стадии диагенеза, т. е. для современных и четвертичных костей. Поскольку в этом случае процесс их фоссиллизации можно наблюдать на разных этапах, от самого начального до самого конечного, то в более древних четвертичных костях, при прочих равных условиях, следует ожидать большего количества фтора, чем в более молодых. Однако под «прочие равные условия» подпадает столь большое количество привходящих факторов, что и для четвертичного фосфата возрастные сопоставления при помощи фтора, как правило, весьма затруднительны.

В. В. Данилова (1946), анализирувшая кости четвертичных млекопитающих, установила, что каждому из четырех отделов системы соответствуют свои значения фторитизации костного фосфата. Но уже в более поздней работе она вместе с М. Н. Алексеевым (Данилова, Алексеев, 1958) подчеркивает, что накопление фтора в разных физико-географических условиях идет по-разному и потому степень фторитизации не всегда и не всюду отвечает возрасту костей.

Факты, приводимые в настоящей работе, четко подтверждают эти выводы.

Образцы для исследований были любезно подобраны В. Д. Лебедевым (Московский университет им. М. В. Ломоносова). В основном это костный фосфат пресноводных рыб, обнаруженный при археологических раскопках в культурных слоях различных частей Советского Союза, т. е., по сути дела, кухонные остатки наших предков. Их возраст методами археологии устанавливается с точностью до двух-трех столетий. Кроме того, изучались остатки рыб из естественных захоронений верхнечетвертичного возраста.

Как видно из таблицы, содержание фтора в костях из культурных слоев колеблется от 0,025 до 0,225%. В скелете живых пресноводных рыб, по данным Клемента (Klement, 1935), средние содержания фтора не превышают 0,03%. Таким образом, заметное обогащение фтором изученных остатков современных рыб по сравнению со свежими костями сомнений не вызывает. Но это обогащение не находится в прямой зависимости от хронологического возраста костного фосфата.

Кость *cleithrum* шуки, обнаруженная при раскопках древнегреческого г. Пантикапей и датируемая II в. до н. э., имеет молекулярное отношение F/P_2O_5 0,001, тогда как позвонок сома из Старой Рязани, который моложе пантикапейской кости почти на три тысячелетия, — 0,06, или в 60 раз больше. Такое несоответствие легко объясняется условиями захоронения костного фосфата. Пантикапей, как это свойственно большинству древнегреческих поселений, располагался на крутом холме, заселенном со всех сторон (Блаватский, 1947). Естественно, что там режим грунтовых вод, являющихся переносчиком фтора, был существенно иной, чем в Старой Рязани, которая находилась на ровной верхней террасе Оки (Монгайт, 1955) и где грунтовые воды были ближе к дневной поверхности и в большей степени обводняли культурные слои с захороненными в них костями.

В пористых костях неолитической шуки с Лены фтора в два-три раза больше, чем в одновозрастных и столь же пористых костях с Шилки. Причина этого опять-таки в условиях захоронения. Если ленские образцы обнаружены на второй надпойменной террасе Лены с большим количеством стариц, заполненных водой (Григорьев, 1950), и, тем самым, с

Содержание фтора в костях пресноводных четвертичных рыб различного возраста
(Аналитики В. И. Душкина и В. И. Юрченкова)

Местонахождение	Что анализировалось	Возраст	Содержание, %		F/P ₂ O ₅ молек. кол-ва
			F	P ₂ O ₅	
Крепость Гродно (БССР)	Сом, позвонок	XIII—XIV вв.	0,060	27,87	0,02
Старая Рязань (Рязанская область)	Осетр, колючий луч грудного плавника	XI—XIII вв.	0,086	26,89	0,03
То же	Сом, позвонок	То же	0,225	27,69	0,06
Старая Ладога (Ленинградская обл.)	Сом, cleithrum	VII—X вв.	0,098	25,82	0,03
То же	Сом, ceratohyale	То же	0,051	25,57	0,01
Городище Камно (Псковской обл.)	Щука, articulare	I тысячелетие н. э.	0,10	30,22	0,02
То же	Щука, dentale	То же	0,032	28,22	0,01
Г. Пантикапей (район Керчи, Крымская обл.)	Щука, cleithrum	II в. до н. э.	0,025	33,84	0,001
Стоянка Куллаты на р. Лене (Якутская АССР)	» »	Неолит (1300—1700 лет до н. э.)	0,195	23,58	0,06
То же	Щука, articulare	То же	0,14	24,80	0,04
» »	Щука, dentale	» »	0,07	24,37	0,02
Дер. Шилкинский Завод на р. Шилке (Читинская обл.)	Сазан	Неолит (конец II тысячелетия до н. э.)	0,085	29,55	0,02
То же	Касатка	То же	0,095	26,85	0,03
Г. Можайск (Московская обл.)	Окунь	Верхнечетвертичный, микулинская межледниковая эпоха	1,00	17,61	0,40
Дер. Барановка на р. Урал (Казахская ССР)	Сом, позвонок	Верхнечетвертичный, хвалынский ярус	1,72	26,20	0,49
П-ов Карчак (Сев. Чукотка)	Окунь, чешуя и кости	Верхнечетвертичный	0,45	22,72	0,15

более или менее обильным питанием грунтовыми водами, то на Шилке кости были найдены у входа в сухую пещеру, расположенную в скальном обнажении на крутом берегу реки (Окладников, 1960).

Значительные расхождения в степени фоссилизации наблюдаются в костях из одного и того же местонахождения, но разной пористости. Это явление ранее было подмечено для древних костей (Блох, Коченов, 1960) и в полной мере подтверждается на современном материале. Плотное dentale щуки из раскопок городища Камно в Псковской обл. содержит фтора в два раза меньше, чем пористое articulare. То же самое отмечается для аналогичных остатков щуки из Якутской АССР, для плотного колчогого луча грудного плавника осетра и пористого позвонка сома из раскопок Старой Рязани.

В остатках ихтиофауны из естественных захоронений верхнечетвертичного возраста фтора оказывается в несколько раз больше, чем в современных костях из культурных слоев. Так, в остатках окуня из микулинских отложений района Можайска Московской обл. его содержание достигает 1,00%, а в позвонке сома из хвалынских слоев р. Урал — 1,72%. Величины молекулярных отношений F/P₂O₅ равны для них соответственно 0,40 и 0,49. По всей вероятности, процесс фоссилизации этих костных остатков уже близок к концу, поскольку отношения F/P₂O₅ в них мало чем отличаются от величин, характерных для дочетвертичного костного фосфата из континентальных захоронений и составляющих 0,43—0,63 (Блох, Коченов, 1960).

В верхнечетвертичных остатках также проявляется зависимость степени обогащения их фтором от условий захоронения. Чешуя и кости

окуня, найденные в многолетнемерзлых грунтах п-ова Карчак на Сев. Чукотке, показывают отношение F/P_2O_5 , равное 0,15, т. е. почти в три раза меньшее, чем, например, одновозрастные остатки окуня из района Можайска.

Таким образом, при возрастных сопоставлениях континентальных четвертичных отложений по степени фторитизации захороненных в них костей необходимо учитывать как физико-географическую обстановку сопоставляемых местонахождений, так и морфологию сравниваемого костного фосфата.

Те же факторы следует иметь в виду при сопоставлении разновозрастных четвертичных костей по показателям преломления костного фосфата и их удельному весу, как это недавно было предложено Г. А. Бачинским (1962). Изучая ископаемые кости млекопитающих из четвертичных и неогеновых захоронений Украины и прилегающих областей, он обнаружил, что показатели преломления их фосфатного вещества изменяются от 1,560—1,584 в современных и голоценовых образцах до 1,585—1,598 в плейстоценовых, 1,599—1,606 в позднплиоценовых и 1,607—1,609 (иногда до 1,619) в среднплиоценовых и более древних остатках. Столь же закономерен рост удельного веса фосфата, который увеличивается от 2,00—2,40 для современных костей до 2,85—3,00 для среднплиоценовых и более древних. Думается, что при сравнении четвертичного костного материала в более широком плане из захоронений со столь же различающимися физико-географическими условиями, какие были подобраны при сопоставлении костей по фтору, помеченные Г. А. Бачинским закономерности окажутся нарушенными.

ЛИТЕРАТУРА

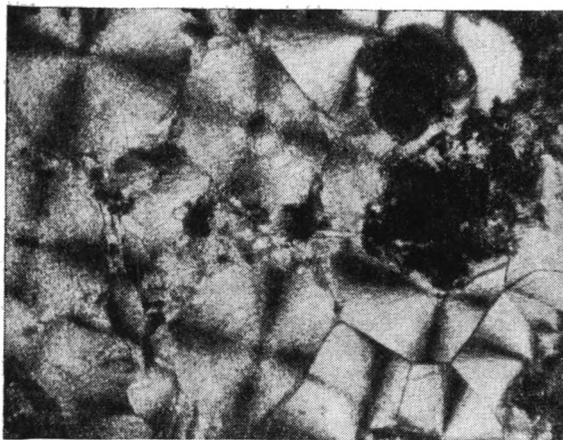
- Бачинський Г. О. Нові дані про фосилізацію кісток. Доповіді АН УРСР, № 10, 1962.
- Блаватский В. Д. Террасы Пантикапея. Кр. сообщ. о докл. и полев. исслед. Ин-та материальн. культ., № 21, 1947.
- Блох А. М. Редкие земли в остатках палеозойских рыб Русской платформы. Геохимия, № 5, 1961.
- Блох А. М., Коченов А. В. О содержании фтора в костных остатках ископаемых рыб. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.
- Григорьев Н. Ф. Геологический очерк стоянки Куллаты. В кн.: Окладников А. П. Ленские древности, вып. 3. Якутск, 1950.
- Данилова В. В. Содержание фтора в костях ископаемых животных как показатель геологического возраста. Бюлл. комисс. по изуч. четвертич. периода, № 8, 1946.
- Данилова В. В., Алексеев М. Н. Определение относительного геологического возраста ископаемых костей по содержанию в них фтора. Докл. АН СССР, т. 119, № 5, 1958.
- Коченов А. В., Зиновьев В. В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений. Геохимия, № 8, 1960.
- Кудрин Л. Н. и др. К вопросу о содержании фтора, фосфора и малых элементов в костных остатках ископаемых рыб и дельфинов. Докл. АН СССР, т. 142, № 4, 1962.
- Монгайт А. Л. Старая Рязань. В сб.: Материалы и исслед. по археологии СССР, № 49, 1955.
- Окладников А. П. Шилкинская пещера — памятник древней культуры верхнев. Амура. В сб.: Материалы и исслед. по археологии СССР, № 86, 1960.
- Klement R. Der Fluorgehalt der Knochen und Zähne. Ber. Chem. Ges., Bd. 68, № 11, 1935.
- Middleton J. On Fluorine in Bones, its Sources and Application to the Determination of the Geological Age of Fossil Bones. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 1, 1845.
- Morechini D. Analisi dello v amotto dinudente fossile di elefante e dei dentimani. Mem. Mat. Fis. Soc. Ital., Sci., v. 12, № 1, 1805.

УДК 661.871 : 551.72(477.63)

О КАРБОНАТАХ МАРГАНЦА ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Г. Н. РОМАНЕНКО

Для коры выветривания серпентинитов Среднего Приднепровья характерно широкое развитие процессов карбонатизации. Основную массу карбонатов составляет сидерит, представленный различными формами выделения (сферолитовые конкреции, бесформенные желваки, прожилки). Прочие карбонаты присутствуют в резко подчиненном количестве.



Фиг. 1. Сферолитовая структура сидерита и родохрозита. Николи скрещены, $\times 150$

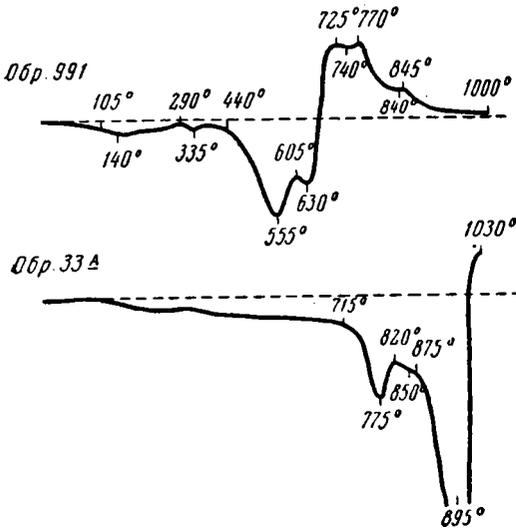
В погребенных древних корях выветривания карбонаты железа встречаются, вероятно, довольно часто. Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова (1961) изучили распространение сидерита в бокситовой толще и породах коры выветривания, перекрытых содержащими растительные остатки отложениями. Образование сидерита здесь связывается с процессами вторичной минерализации, в результате которой под действием грунтовых вод, обогащенных органическим веществом, произошло восстановление окислов железа бокситов и коры выветривания.

Указаний на нахождение карбонатов марганца среди пород коры выветривания в литературе не было найдено. В связи с этим определенный интерес представляет находка в коре выветривания родохрозита и манганокальцита, описание которых приводится ниже. Указанные карбонаты обнаружены при изучении вещественного состава продуктов выветривания серпентинитов на Петровском и Карнауховском массивах ультраосновных пород (Днепропетровская обл.).

Родохрозит встречается на Петровском массиве в линейной коре выветривания серпентинитов. Профиль коры выветривания здесь представлен внизу кремнисто-гетитовыми, вверху сидерито-гетитовыми породами. Среди пород сидерито-гетитового состава встречаются прожилки мощностью 0,3—5,0 мм, секущие сидеритовые конкреции. Имеются так

же располагающиеся на стенках пустот округлые образования натечного облика диаметром 2—6 мм. Прожилки и округлые образования сложены карбонатом розового или светло-розового цвета. Карбонат на холоду с соляной кислотой вскипает слабо, перл буры окрашивает в светло-синий цвет.

Под микроскопом видно, что карбонат образует полигональные или округлые микрозернистые агрегаты размерами 0,5—0,2 мм. В скрещен-



Фиг. 2. Термограммы карбонатов. Обр. 991 — сидерит и родохрозит. Обр. 33-А — манганокальцит

честве реликтового минерала. В виде изоморфной примеси в родохрозите находятся кальций, магний и кобальт.

Проведенные исследования обр. 991 показывают, что он сложен сидеритом и родохрозитом, образующими механическую смесь. В связи с микрозернистым строением карбонатов и очень тонким их проращением: определить оптические константы этих минералов не представилось возможным.

Манганокальцит встречен в площадной коре выветривания серпентинитов Карнауховского массива. Рыхлые продукты выветривания представлены здесь охрами, в нижней части которых местами присутствует значительное количество реликтов хлорита и магнетита. Среди охр часто отмечаются конкреции сидерита.

Манганокальцит слагает тонкие (0,2—2,0 мм) прожилки, секущие конкреции сидерита. Цвет его бледно-розовый. С соляной кислотой минерал вскипает на холоду.

Под микроскопом манганокальцит бесцветный, мелкозернистого строения. Показатель преломления по No — 1,698, по Ne — 1,519.

Дифференциальная кривая нагревания исследуемого карбоната (фиг. 2, обр. 33-А) характеризуется глубоким эндотермическим эффектом с максимумом при 895°, соответствующим диссоциации манганокальцита. Неясно происхождение небольшого эндозффекта с максимумом при 775°. Возможно, он связан с примесью другого манганокальцита, диссоциация которого происходит при указанной температуре. Однако на рентгенограмме описываемого минерала (табл. 1, обр. 33-А) устанавливается только одна система линий, отвечающих по значению межплоскостных расстояний манганокальциту.

ных николях агрегаты обнаруживают сферолитовую структуру (фиг. 1).

Термическая кривая (фиг. 2, обр. 991) характеризуется эффектами, отвечающими сидериту (эндозффект при 555° и экзозффект при 725°) и родохрозиу (эндозффект при 630° и экзозффект при 770°).

На рентгенограмме описываемого образца (табл. 1, обр. 991) также устанавливаются два минерала — сидерит и родохрозит.

Результат химического анализа обр. 991 и пересчет его на карбонатный состав приведены в табл. 2. При пересчете принято, что часть MgO, для связи которой в карбонат не хватило CO₂, входит в состав талька, присутствующего в ка-

Таблица 1

Рентгенограммы карбонатов (условия съемки: 30 кв, 12 ма, эксп. 12 час.,
Fe — антикатод, D = 143,25 мм, d = 0,9 мм)

Обр. 991		Сидерит 417 *		Родохрозит 421 *		Обр. 33-А		Манганокальцит 422 *	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
5	3,61	1	3,956	7	3,65	3	3,67	10	2,95
		6	3,592			3	3,21		
		1	3,330			10	2,42		
		3	3,007			5	2,20		
6	2,85	10	2,791	10	2,85	4	2,42	3	2,40
								5	2,23
10	2,80	1	2,572	4	2,389	5	2,02	4	2,04
4	2,35	6	2,348			7	2,180	6	1,835
				2	2,16			7	1,804
6	2,13	7	2,135	5	1,990	3	1,555	4	1,561
						3	1,479	4	1,480
6	1,964	6	1,966	3	1,809	4	1,397	4	1,402
		2	1,913			3	1,257	1	1,370
		5	1,799			8	1,762	1	1,296
3	1,768	9	1,733	8	1,762	3	1,192	3	1,253
								9	1,742
3	1,609	2	1,527	4	1,540	6	1,121	1	1,191
		4	1,505					2	1,140
4	1,506	4	1,426	4	1,457	6	1,121	4	1,123
		1	1,396					5	1,010
2	1,424	1	1,377	3	1,378	6	1,121	2	0,980
		4	1,355					1	0,960
2	1,282	2	1,227	1	1,309	6	1,121	2	0,938
		2	1,227	2	1,258			1	0,918
3	1,199	3	1,199	3	1,222	6	1,121	1	0,869
		2	1,176	1	1,197			1	0,829
2	1,127	2	1,127	4	1,128	6	1,121	1	0,805
		6	1,087	4	1,100			1	0,780
4	1,071	4	1,071	5	0,985	6	1,121	1	0,764
		2	0,943	2	0,880				
3	0,900	3	0,900	3	0,900	6	1,121	1	0,764
		2	0,880	1	0,850				
1	0,812	1	0,812	1	0,812	6	1,121	1	0,764
		1	0,760	1	0,760				

* Эталонные рентгенограммы приведены по кн.: В. И. Михеева. Рентгенометрический определитель минералов, 1957.

Данные химического анализа манганокальцита приведены в табл. 3. Двухвалентное железо в какой-то части связано с сидеритом, попавшим в пробу вместе с манганокальцитом. Магний индивидуализированного минерала не образует, а изоморфно входит вместе с кобальтом в решетку манганокальцита.

Наличие в коре выветривания карбонатов марганца — явление редкое. Как указывает И. И. Гинзбург (1947) карбонаты марганца в зоне аэрации среди древней коры выветривания неустойчивы и сохраняются лишь под водой в отсутствие кислорода.

Описанные карбонаты марганца, как и сидерит, образовались после формирования коры выветривания и перекрытия ее третичными отложениями. По времени образования они более поздние, чем сидерит, о чем свидетельствует характер их выделений.

Таблица 2

Пересчет химического анализа обр. 991 на карбонатный состав

Компоненты	Содержание, %	Молекулярные количества	FeCO ₃	MnCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	CoCO ₃	Примеси	Карбонатный состав, %
SiO ₂	2,13	355						355	FeCO ₃ —51,2 MnCO ₃ —31,8 CaCO ₃ — 8,6 MgCO ₃ — 5,3 CoCO ₃ — 3,1
TiO ₂	0,07	8						8	
Fe ₂ O ₃	16,90	1056						1056	
FeO	25,56	3550	3550						
MnO	15,66	2205		2205					
CaO	3,36	600			600				
MgO	1,54	385				368			
NiO	0,32	42						17	
CoO	1,60	213					213	42	
H ₂ O	2,44	1 355						1355	
CO ₂	30,52	6 936	3550	2205	600	368	213		
Сумма	100,10	16 705	7100	4410	1200	736	426	2833	

Таблица 3

Пересчет химического анализа обр. 33-А на карбонатный состав

Компоненты	Содержание, %	Молекулярные количества	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	CoCO ₃	Карбонатный состав, %	
H ₂ O	0,86							CaCO ₃ —53,8 MnCO ₃ —33,8 MgCO ₃ — 7,8 FeCO ₃ — 3,9 CoCO ₃ — 0,7	
R ₂ O ₃	4,39								
FeO	2,58	358				358			
MnO	21,68	3053		3053					
CaO	27,44	4900	4900						
MgO	2,85	712			712				
CoO	0,50	67					67		
CO ₂	40,00	9090	4900	3053	712	358	67		
Сумма	100,30		9800	6106	1424	716	134		

Происхождение карбонатов, по-видимому, связано с восстановительной обстановкой, которую могли создать воды, фильтрующиеся из богатых органикой третичных отложений, перекрывающих кору выветривания в Среднем Приднепровье. При этом окисные соединения марганца, характерные для охристых кор выветривания, были восстановлены и марганец вошел в состав карбонатов. Это предположение подтверждается тем, что при изучении продуктов выветривания серпентинитов Среднего Приднепровья не были встречены минералы окислов марганца.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 81, 1947.
Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания тургайских и северо-казахстанских месторождений бокситов. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1961.

Днепропетровский университет
Научно-исследовательский институт геологии
Днепропетровск

Дата поступления
11.IV.1963

УДК 552.323 : 552.524 (575.0)

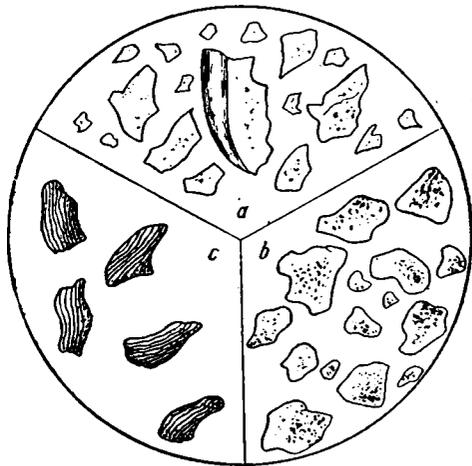
О ПИРОКЛАСТИЧЕСКОМ МАТЕРИАЛЕ В СРЕДНЕАЗИАТСКОМ ЛЕССЕ

Н. Н. КАРЛОВ

До настоящего времени в лессовых породах Средней Азии не были известны рыхлые продукты вулканической деятельности, хотя в лессе и лессовидных суглинках других районов СССР (Северный Кавказ, Закавказье, Степной Крым, Украина, Молдавия, Воронежская область, Латвийская ССР и др.) такие продукты неоднократно обнаруживались, свидетельствуя о напряженных извержениях в антропогене ныне бездействующих вулканов.

Автор имел возможность изучить около 40 образцов типичного светло-палевого нежного и мягкого наощупь водораздельного лесса, образцы которого были отобраны на глубине от 1 до 30 м при проходке шурфа на плато Кара-бель и любезно присланы автору Г. А. Мавляновым. В некоторых образцах этого лесса (№ 246 с глубины 15,0 м, № 247 с глубины 16,0 м, № 254 с глубины 21,0 м, № 261 с глубины 28,0 м, № 262 с глубины 28,50 м) автор обнаружил отдельные ярко блестящие в отраженном свете мелкие осколки бесцветного водяно-прозрачного и полупрозрачного слабо-окрашенного вулканического стекла, не действующего на поляризованный свет. Осколки эти в небольшом количестве рассеяны в массе лесса и, несмотря на их незначительные размеры (от 0,048 до 0,274 мм), заметны при внимательном осмотре образцов даже невооруженным глазом в виде изолированных редких блесток, напоминающих весьма мелкие чешуйки белой слюды (мусковита и серицита).

Под микроскопом видны пепловые частицы трех типов: 1) плоские или слегка изогнутые тонкие осторребристые и остроугольные осколки бесцветного прозрачного стекла с необтертыми краями; форма их неправильная и треугольная; в них местами заметен раковистый излом и по виду они несколько напоминают осколки разбитой бутылки (фиг. 1, а); из включений наблюдаются тончайшие волосовидные трихиты и весьма мелкие газовые пузырьки; такие осколки относительно редки; 2) неправильные плоские, местами утолщенные, обломочки с округленно-угловатыми контурами в результате обтирания острых выступающих углов и ребер; стекло в этих обломках полупрозрачно и мутновато, местами окрашено в светлый буро-желтый цвет и производит впечатление загрязненного; из включений обычны мельчайшие газовые пузырьки и микрокристаллиты; такие округленно-угловатые осколки стекла (фиг. 1, б) наиболее обычны в исследованных образцах;



Вулканический пепел из среднеазиатского лесса и возникших в эпоху его отложения пластинчатые осколки пемзового стекла, *b* — то же, но с обтертыми углами, *c* — удлиненные волокнистые обломки стекла. Николи ||, увел. 70

3) толстые полупрозрачные, иногда темноватые удлиненно-призматические и жгутообразные, большей частью слегка изогнутые обломочки с тонкой продольно-волокнистой микроструктурой (фиг. 1, с), напоминающей структуру частиц липаритового вулканического пепла из оврага Песочного в Днепропетровске [Заморій, 1936; Карлов, 1956; Карлов и Кравченко, 1957] и частиц липарито-дацитового вулканического пепла из окрестностей с. Дуванки близ г. Павловска Воронежской области [Луцицкий, 1939]; такие волокнистые пепловые частицы встречаются в среднеазиатском лёссе весьма редко.

Характерной особенностью пепловых частиц первого и второго типов является присутствие в них многочисленных микроскопических круглых пузырьков окклюдированных газов, обычных в частицах кислых пемзовых лав современных действующих и древних угасших вулканов; это дает повод предполагать, что и в данном случае мы имеем дело с пемзовым вулканическим пеплом, образовавшимся при разбрызгивании богатой газами кислой вязкой лавы. К сожалению, определить химический состав и удельный вес пепловых частиц в среднеазиатском лёссе не удалось из-за крайне незначительного содержания и рассеянности этих частиц в породе, ввиду чего определенно судить о принадлежности их к лавам кислого, среднего или основного состава пока не приходится; для этого необходимо выделить из большого количества среднеазиатского лесса чистую навеску пепла путем соответствующего подбора тяжелых жидкостей. Судя по показателю преломления, равному $1,506 \pm 0,002$, стекло кислое (70% SiO_2), принадлежащее липаритовой лаве. Факт обнаружения в лёссе Средней Азии пирокластических материалов представляет большой интерес, так как свидетельствует об интенсивном извержении плейстоценовых вулканов, находившихся на не особенно значительном расстоянии от места находки¹ — об этом говорит присутствие в лёссе пепловых частиц, имеющих размеры 0,25 мм и более. Можно предполагать, что в дальнейшем удастся обнаружить в лёссовых толщах Средней Азии целые прослойки более чистого вулканического пепла, аналогичные тем пепловым прослоям, которые встречены в лёссовых породах многих районов СССР, например в Днепропетровске [Заморій, 1936; Карлов, 1956; Карлов и Кравченко, 1957], близ г. Павловска и в некоторых других пунктах Воронежской области [Луцицкий, 1939; Дубянский, 1935], у станицы Темижбекской на Северном Кавказе [Православлев и Аншелес, 1930], в Степном Крыму [Заморій, 1936], близ г. Рени в Измаильской области УССР [Карлов, 1951], в Харькове [Андреев и др., 1958], близ г. Луганска [Луцицкий, 1946], в районе г. Даугавпилса [Карлов и Кравченко, 1951], в других местах.

По виду эти пеплы чрезвычайно похожи на обычные лессовидные суглинки, и поэтому их трудно заметить в обнажениях; обычно они выделяются несколько более светлым, чем окружающая порода, цветом и в полевой обстановке могут быть узнаны по тому, что совершенно не вскипают с HCl , не размокают при погружении в воду и после парафинирования всплывают в воде.

В заключение отметим, что округленно-угловатая форма большинства пепловых частиц в исследованных образцах среднеазиатского лёсса, видимо, обусловлена тем, что эти частицы в течение более или менее продолжительного времени перекатывались ветром вместе с мелкой лёссовой пылью после развеивания свежесвыпавшего вулканического пепла, вследствие чего остроугольные осколки стекла подвергались

¹ Центр извержения мог находиться в Северном Шаньси, где на расстоянии около 30 км к востоку от г. Датун найдено 12 вулканических конусов, погребенных в толще лёсса и возникших в эпоху его отложения.

механической обработке путем трения о кварцевые зерна; этим же процессом развевания и перекатывания пепловых частиц с тучами пыли, вероятно, объясняется и то обстоятельство, что осколки вулканического стекла в среднеазиатском лёссе находятся в рассеянном состоянии — в виде редких изолированных частиц, перемешанных с обычной минеральной лёссовой пылью.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В. В., Лихобаба Н. С., Прокудин В. Ю. Исследование вулканического пепла в г. Харькове. Тезисы докл. итоговой студ. конф. Харьк. гос. ун-та, Харьков, 1958.
- Дубянский А. А. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска. Тр. Центр. геол.-развед. ин-та, вып. 39, 1935.
- Заморій П. К. Про знахідки вулканічного попелу в четвертинних відкладах Кримскої АРСР, УРСР та Воронежської обл. РСФСР. Четверт. період, вип. 12, 1936.
- Заморій П. К. і Ткаченко Т. О. Нові дані про знахідку вулканічного попелу в товщі четвертинних відкладів УРСР. Докл. АН УРСР, № 1, 1953.
- Карлов Н. Н. Трахандезитовый вулканический пепел из послетретичных отложений Южной Молдавии. Природа, № 4, 1951.
- Карлов Н. Н. и Кравченко А. И. Вулканический пепел из четвертичных суглинков окрестностей г. Даугавпилса. Природа, № 12, 1951.
- Карлов Н. Н. Новые данные о вулканическом пепле г. Днепропетровска в связи с вопросом о генезисе лесса. Докл. АН СССР, т. 3, № 6, 1956.
- Карлов Н. Н. и Кравченко А. И. Четвертичные вулканические пеплы окрестностей г. Днепропетровска. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 13, 1957.
- Луцкий П. И. О находке вулканического пепла в четвертичных отложениях северной окраины Донбасса. Зап. Харьковский сельскохоз. ин-та, 5 (42), 1946.
- Луцкий В. И. Вулканические пеплы Воронежской области. Изд. Воронежского гос. ун-та, 1939.
- Православлев П. А. и Аншелес О. М. Вулканический пепел из лессовидных суглинков правого побережья р. Кубани у ст. Темижбекской. Тр. Ленингр. общ. ест., вып. 1, т. 10, 1930.

Днепропетровский университет
Научно-исследовательский институт геологии
Днепропетровск

Дата поступления
15.IV.1963

УДК 552.144 : 662.66 : 551.76

О ВТОРИЧНЫХ ПОКРОВНЫХ ТКАНЯХ В МЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЯХ

И. Н. ДРОЗДОВА

В настоящее время в углепетрографии широко обсуждают вопросы о роли исходного материала в формировании генетических типов углей, имеющих определенную химико-технологическую характеристику. Успешное разрешение их связано с необходимостью правильной диагностики ботанической природы исходного материала углей.

В связи с этим необходимо уточнить правильность употребления в углепетрографии ботанических терминов, часто ошибочно применяемых к обозначению растительных остатков, составляющих уголь.

В углях различных бассейнов и разных возрастов среди прочих органических компонентов часто встречаются остатки покровных тканей, которые при жизни растения облекают растительные органы и предохраняют их от различных неблагоприятных внешних воздействий.

У растений имеются три типа покровной системы: 1) кожа, или эпидермис; 2) пробка, или перидерма; 3) корка.

Настоящая статья не касается вопросов сохранения в углях эпидермиса. Рассматриваются только вторичные покровные ткани, из которых в углях чаще всего сохраняется пробка.

В углепетрографических работах нередко отсутствует достаточная ясность в определении этих тканей¹. Ярче всего это проявилось в «Атласе углей Днепровского бассейна» (1960), где написано, что клетки пробки «представляют собой не что иное, как древесный слой эпидермиса». Цитируемая фраза не имеет ботанического смысла.

Нередко допускают слишком общую, а потому неточную и нежелательную терминологию. Остатки пробки классифицируют как «коровые ткани». И. Э. Вальц (1956) в группе липоидных компонентов выделяет микрокомпонент суберинит — «остатки субернизированных коровых тканей», а в схеме вещественно-петрографической классификации и терминологии микрокомпонентов гумусовых углей (Крылова и др., 1956) подкласс суберинитов в классе липоидолитов понимается опять-таки как угли с преобладанием коровых тканей (разрядка наша. — И. Д.).

Такой терминологии следует избегать, и вот почему.

Кора — это комплекс тканей, расположенных снаружи от камбия, живой меристематической ткани, за счет которой происходит вторичное утолщение стебля. Во взрослом одревесневшем стебле в комплекс коры входят кожица, пробковая ткань, первичная и вторичная кора. Строение первичной коры различно у разных растений; обычно в состав ее входит колленхима (механическая ткань с утолщениями по углам клеток), масса паренхимных клеток и эндодерма (самый внутренний слой коры, отделяющий ее от центрального цилиндра²). Вторичная кора (или флоэма, или луб) состоит из ситовидных трубок, лубяной паренхимы, лубяных волокон (либриформа) и каменных клеток (склерейд).

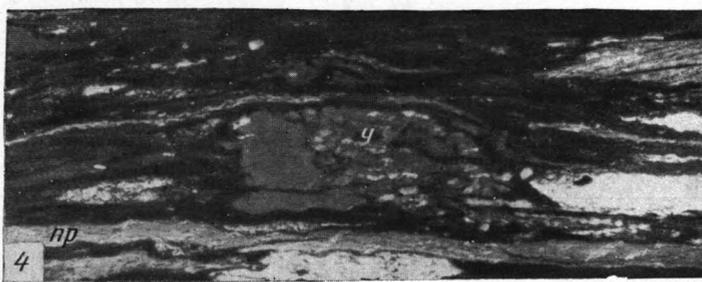
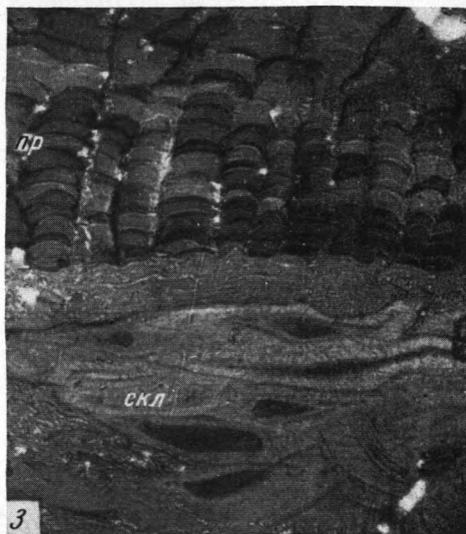
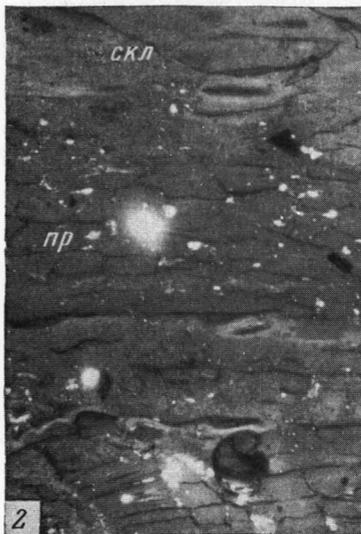
Перидерма образуется на коре в конце первого года. Она состоит из трех различных тканей. Деятельный слой клеток называется пробковым камбием или феллогеном. Клетки феллогена растут в радиальном направлении и делятся тангентальными перегородками. В наружных дочерних клетках стенки пробквеют, т. е. пропитываются суберином, а содержимое отмирает. Сомкнутые ряды этих клеток дают сплошной слой собственно пробки. Клетки, откладываемые феллогеном внутрь, составляют ткань, называемую феллодермой. Клетки феллодермы не утрачивают содержимого, остаются живыми, но в отличие от феллогена больше не делятся.

Газовый обмен между внутренними межклеточными полостями органа и атмосферным воздухом осуществляется через посредство чечевичек, состоящих из паренхимной ткани. Перидерма сохраняется в среднем в течение 5—10 лет, после чего она сменяется коркой. Пробковый камбий отмирает, а в толще разрастающейся коры под старыми слоями пробки возникают новые слои пробкового камбия, которые производят наружу новые слои перидермы. Все ткани, оказавшиеся наружу от новой прослойки пробки, отмирают, так как они отрезаны новым пробковым слоем от сообщения с внутренними частями ствола. Отмершие комплексы тканей, расположенные поверх прослойки пробки, ссыхаются и плотно прижимаются к пробковой прослойке. Такая покровная ткань, состоящая не только из специальных пробковых клеток, но и из отмерших разнообразных элементов коры, составляет корку.

В недавно опубликованной работе Е. П. Мураховская (1962) рассматривает довольно распространенный среди мезозойских углей Казахстана тип угля, сложенного в основном остатками перидермы. Очень жаль, что при описании покровных тканей, слагающих этот уголь, автор

¹ Это замечание не относится к статье А. А. Ларищева «Классификация и некоторые петрографические особенности юрских углей Кузбасса» (1962), касающейся, в частности, сохранения остатков перидермы и корки в углях.

² В центральный цилиндр входят сосудисто-волокнистые пучки и сердцевина.



Фиг. 1. Корка в буром угле: *ч* — чечевичка, *пр* — пробка (о-в Новая Сибирь. Ст. Обр. 5004-2. $\times 300$)

Фиг. 2. Корка в буром угле. Видны два слоя пробки: *скл* — склеренды, *пр* — пробка (Назаровское м-ние. J_2 . Обр. 74-а. $\times 110$)

Фиг. 3. Корка в буром угле, *скл* — склеренды (видны каналцы в их оболочках), *пр* — пробка (Назаровское м-ние. J_2 . Обр. 35. $\times 230$)

Фиг. 4. Корка в каменном угле: *ч* — чечевичка, *пр* — пробка (Чай-Тумусское м-ние. Ст₁. Скв. 276. Обр. 268-а. $\times 80$)

допускает ряд ошибок. Действительно, «не всякая коровая ткань содержит суберин», но то, что «пробковая ткань возникает не только из пробкового камбия», неверно. Вызывает недоумение «пробкование луба, кутикулы, первичной коры и других тканей, сформированных при жизни растений». Вероятно, автором неправильно понят процесс образования корки, который подробно изложен И. П. Бородиным (Е. П. Мураховская ссылается на этого автора). На приведенных в статье Е. П. Мураховской рисунках показана перидерма, а в подписях она именуется коровой тканью. Наконец, феллодерма почему-то названа филодермой (возможно, это просто опечатка).

В углепетрографической лаборатории Научно-исследовательского института геологии Арктики для выяснения исходного растительного материала изучали угли юрского и мелового возраста. При этом нам ни разу не удалось наблюдать сохранившимся весь комплекс входящих в кору тканей. Колленхима, паренхима, ситовидные трубки и лубяная паренхима, очевидно, легко подвергаются разложению, или, если даже они не утратили своей структуры, встречаются в виде изолированных обрывков, и поэтому определить их уже нельзя. Как отличить, например, паренхиму коры от паренхимы сердцевины, если нарушена целостность органа? Практически это неразрешимая задача.

В ископаемых углях, очевидно, не удастся определить феллодерму и феллоген. Но такие части коры, как перидерма и корка, сохраняются очень хорошо и могут быть безошибочно диагностированы.

Мы наблюдали корку в бурых углях мелового (о-в Новая Сибирь, р-н Деревянных Гор) и юрского (Канско-Ачинский бассейн, Назаровское месторождение) возраста, а также в меловых каменных углях (ПЖ-Г) Чай-Тумусского месторождения Ленского бассейна и юрских каменных углях (ПЖ-К) Алдано-Чульманского района Южно-Якутского бассейна. Хорошо видны полоски пробки (пр — фиг. 1, 2, 3, 4), склерейды (скл — фиг. 2, 3) и чечевички (ч — фиг. 1, 4). В оболочках склерейд заметны пронизывающие их каналы. Четко видны паренхимные клетки чечевичек.

Гораздо чаще, чем корка, в углях сохраняются перидерма, окружающая срезы молодых побегов, или обрывки перидермы. Далекое не всегда эти ткани имеют желтый цвет; очень часто они красные, а нередко и коричневые.

Для желтой перидермы существует термин «суберинит», предложенный И. Э. Вальц; к этому микрокомпоненту мы не можем отнести гелифицированную и слабофузенизированную пробку. Нельзя воспользоваться и термином «кортинит», предложенным И. Б. Волковой (1961) для гелифицированной перидермы. Этот термин образован от латинского cortex — кора, но кора — это комплекс тканей, а не только перидерма.

Представляется целесообразным сохранить термин «суберинит» для желтой пробки и ввести новый термин «феллинит» (от греческого phellos — пробка) для красной и коричневой пробки. Термин «феллинит» указывает на ботаническую природу микрокомпонента, а для различения характера превращения можно воспользоваться приставками рубро- (для гелифицированной, красной пробки) и бруно- (для слабофузенизированной, коричневой пробки, от латинского brunneus — коричневый).

ЛИТЕРАТУРА

- Агулов А. П. и др. Атлас углей Днепровского бассейна. Киев, 1960.
Бородин И. П. Курс анатомии растений. М.—Л., 1938.
Вальц И. Э. О новой терминологии элементов исходного материала ископаемых углей. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6, 1956.

- Волкова И. Б. Исходный материал и состав углей нижнемезозойской угленосной формации Казахстана. В сб.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.—Л., 1961.
- Крашенинников Ф. И. Лекции по анатомии растений. М.—Л., 1937.
- Крылова и др. Основные принципы вещественно-петрографической классификации и терминологии гумусовых углей. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6, 1956.
- Ларищев А. А. Классификация и некоторые петрографические особенности юрских углей Кузбасса. В сб.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962.
- Мухоморова Е. П. О коровых и пробковидных тканях как микрокомпонентах углей класса гумитов. В сб.: Вопр. геологии угля. Алма-Ата, 1962.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
12.IV.1963

УДК 551.305.1 : 551.735.1 (471.52)

ФАЦИАЛЬНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТУЛЬСКОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНОЙ БАШКИРИИ

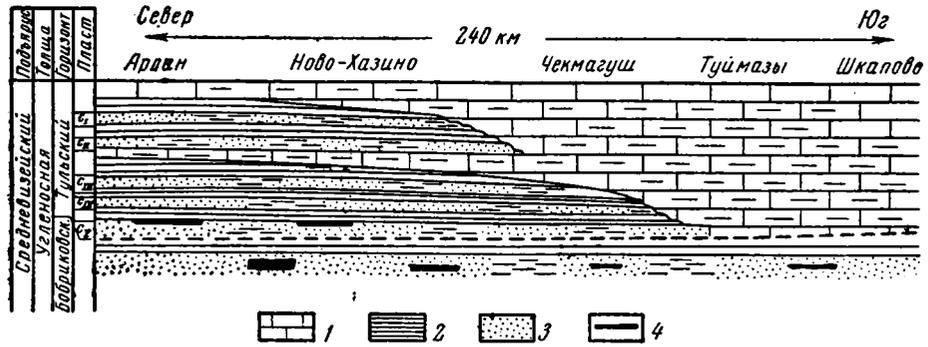
А. Д. НАДЕЖКИН, Д. В. ПОСТНИКОВ

Терригенные отложения нижнего карбона на территории Зап. Башкирии развиты повсеместно и в разрезе залегают, по данным А. Я. Виссарионовой (1959), между фаунистически охарактеризованными карбонатными породами турнейского (иногда фаменского) яруса и тульского горизонта визейского яруса. Накопление серии терригенных пород нижнего карбона представляет собой крупный этап осадконакопления, связанный с регрессивно-трансгрессивным циклом визейского времени. Терригенные породы являются в основном осадками регрессивной стадии. Широкая трансгрессия визейского моря, приведшая к установлению нормально-морских условий на значительной территории, развилась с начала тульского времени.

Осадки тульского горизонта на территории Зап. Башкирии имеют различный литологический состав в разных участках. На северо-западе, в районе Арлана и Ново-Хазино (фиг. 1), тульский горизонт представлен почти нацело терригенной толщей осадков с незначительными известковистыми прослоями, развитыми главным образом в верхней части горизонта. В разрезе преобладают песчаники, мощность которых достигает 26 м из общей мощности горизонта 35—40 м. Песчаники образуют пять продуктивных пластов, индексируемых А. Д. Надежкиным сверху вниз от C_1 до C_v , которые развиты в виде отдельных зон (полос), протянутых в субмеридиональном направлении.

Южнее, в Чекмагушевском р-не, отчетливо прослеживается деление тульского горизонта на две части — нижнюю, терригенную и верхнюю, карбонатную. В нижней части горизонта доминируют аргиллиты и алевролиты. Из песчаных пластов развит в основном лишь самый нижний пласт тульского горизонта (песчаный пласт C_v), а более верхние пласты (от C_v до C_{II} включительно) появляются лишь по мере перехода к упомянутым выше разрезам Арланского р-на. Сохраняется полосовое развитие песчаников с юго-восточным простираем полос.

Наконец, в южных участках Зап. Башкирии (Туймазы, Шкапово) тульский горизонт сложен нацело карбонатными породами, преимущественно известняками, с типичной характеристикой отложений открытого моря.

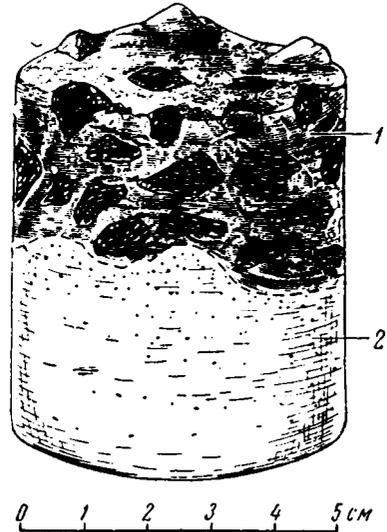


Фиг. 1. Схематический геологический профиль отложений тульского горизонта Зап. Башкирии:

1 — известняки; 2 — аргиллиты и алевролиты; 3 — песчаники; 4 — углистые породы

Постепенная миграция морских фаций к северо-западу по мере перехода к более высоким горизонтам и факт налегания карбонатных морских осадков на все более молодые части терригенной толщи, что фиксируется по «срезанию» песчаных пластов подошвой карбонатной толщи, свидетельствует о том, что в отложениях тульского горизонта Зап. Башкирии имеет место трансгрессивное налегание карбонатных отложений на терригенные. При этом последние относятся к прибрежным фациям, в то время как первые характеризуют собой фации открытого моря.

Трансгрессивный характер контакта известняков и терригенных пород подтверждаются прямыми литологическими наблюдениями. Так, в керне скв. 53 Чекмагуш в подошве известняковой толщи тульского горизонта, налегающей здесь на алевролиты темно-серые, глинистые, углистые, были обнаружены гальки пород, перетолженных при размыве терригенной толщи. Гальки (фиг. 2) имеют размеры от 0,2 см до 0,8 см, залегают разрозненно или небольшими группами в массе мелкокристаллического глинистого органогенно-шламового известняка. В составе галек присутствуют черные углистые аргиллиты, иногда мергели или кремневые аргиллиты, т. е. породы, представленные в непосредственно подстилающей известняки терригенной пачке. Размеры, форма и условия залегания галек свидетельствуют об отсутствии далекого переноса их, который был бы неизбежно сопряжен с хорошей окатанностью, сортировкой и послойным распределением псефитового материала.



Фиг. 2. Чекмагуш, скв. 53, гл. 1313,1—1315,8 м (середина тульского горизонта). Налегание известняков с размывом на терригенные породы (зарисовка керна):

1 — конгломерат из галек аргиллита, мергеля и кремня, сцементированный мелкозернистым известняком; 2 — глинистый алевролит

К началу тульского времени в связи с наступившими процессами опускания восточной части Русской платформы мелководно-морской бассейн бобриковского времени постепенно начал углубляться. В пре-

делах северо-западной части Башкирии в раннетульское время продолжал господствовать мелководно-морской режим, который характеризовался накоплением терригенных пород. В южных и юго-восточных районах существовали более глубоководные морские условия с образованием карбонатных осадков. В среднетульское время море продолжало наступать в северо-западном направлении, охватив и северные районы Башкирии. В позднетульское время территория Зап. Башкирии продолжала погружаться, морской бассейн углублялся и характеризовался образованием карбонатных пород.

Таким образом, в области образования осадков тульского горизонта в Зап. Башкирии можно выделить два главнейших типа отложений. Первый из них, связанный с образованием терригенных осадков, содержащих песчаные пласты, наряду с подчиненными прослоями углистых осадков и карбонатных пород, представляет собой по условиям образования непосредственное продолжение тех угленосных отложений, которые развиты в нижележащих горизонтах терригенной толщи нижнего карбона. Ареал развития этого типа отложений постепенно сужался от начала тульского времени к его концу. Второй тип отложений, представляющий собой морские известняки, прослоями глинистые и кремнеземные, развивается в ходе широкого продвижения тульской трансгрессии и характеризуется отсутствием тесной связи с прибрежными осадками, отмечавшейся для всех горизонтов терригенной толщи нижнего карбона.

ЛИТЕРАТУРА

Виссарионова А. Я. Стратиграфия и фации средне- и нижнекаменноугольных отложений Башкирии и их нефтеносность. М., 1959.

Уфимский
научно-исследовательский
нефтяной институт
Уфа

Дата поступления
10.IV.1963

УДК 552.542+553.555 : 552.1 : 543.6+552.122

О НЕКОТОРЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ МЕРГЕЛЬНО-МЕЛОВЫХ ПОРОД И ИХ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ

С. И. ШУМЕНКО

Инженерно-геологическая изученность верхнемеловых отложений Русской платформы долгое время отставала от суммы геолого-стратиграфических знаний и лишь в последнее десятилетие в этой области была проделана большая работа. Стимулом к углубленным инженерно-геологическим исследованиям мергельно-меловых пород послужили изыскательно-проектные работы, проводившиеся в последние годы Гидропроектом и Гидроэнергопроектом Министерства строительства электростанций СССР для гидротехнических сооружений по рекам Дон и Сев. Донец в областях распространения этих пород.

Из числа опубликованных следует отметить работы по донским мелам Т. Н. Пузыревской (1952) и Г. И. Носова (1957), по мелам БССР

Физико-механические свойства мергельно-меловых пород бассейна р. Сев. Донец

Виды определений	Мел чистый и слабоглинистый	Мергели мело-подобные	Мергели слабо-глинистые	Мергели кремне-земистые	Глины известковые кремнеземистые	Элювий мелоподобного мергеля
Удельный вес γ	$\frac{2,67-2,74}{2,71} (35)^1$	$\frac{2,66-2,73}{2,70} (47)^1$	2,71 (7) ³	$\frac{2,61-2,72}{2,66} (16)^6$	$\frac{2,60-2,61}{2,60} (6)^4$	$\frac{2,66-2,75}{2,70} (72)^2$
Объемный вес скелета δ , г/см ³	$\frac{2,68-2,71}{2,70} (20)^2$		2,71 (2) ²	$\frac{2,69-2,70}{2,70} (18)^6$		
	$\frac{1,20-1,56}{1,36} (34)^1$	$\frac{1,35-1,63}{1,51} (30)^1$	$\frac{1,41-1,66}{1,49} (10)^2$	$\frac{1,50-1,63}{1,55} (12)^7$	$\frac{1,43-1,64}{1,56} (6)^4$	$\frac{1,39-1,71}{1,56} (82)^1$
Пористость n , %	$\frac{1,22-1,55}{1,37} (45)^2$	$\frac{1,29-1,71}{1,62} (17)^*$	$\frac{1,62-1,79}{1,75} (6)^3$	$\frac{1,33-1,57}{1,44} (18)^5$		
				$\frac{1,26-1,89}{1,42} (16)^6$		
Сопrotивление одно-струйному сжатию Pd, кг/см ² (при влажности W, %) сухой породы влажной породы	$\frac{42-54,5}{49,8} (34)^1$	$\frac{39,6-50,0}{44,1} (30)^1$	$\frac{33,9-40,2}{35,5} (6)^3$	$\frac{39,6-44,3}{42,5} (12)^7$	$\frac{36,8-44,9}{40} (6)^4$	$\frac{36,7-48,8}{42,2} (72)^1$
	$\frac{42,5-54,5}{49,5} (45)^2$	$\frac{36,7-52,2}{40} (17)^*$	$\frac{39-48}{45} (10)^2$	$\frac{42-50}{47} (18)^5$		
Сдвиговые показатели $tg\phi$ в состоянии водонасыщения, С кг/см ²				$\frac{24,5-52}{46,8} (16)^6$		
	$\frac{31,7-55,8}{40,8} (6)^1$			$\frac{50-383}{255} (6)^7$	174—366 (2) ⁴	
Сдвиговые показатели $tg\phi$ в состоянии водонасыщения, С кг/см ²	$\frac{4,36}{10,7} (100)^1$	$\frac{19,8-40}{29,1} (16)^*$	$\frac{50,5-71,0}{65,7} (6)^3$	$\frac{40-142}{88} (6)^7$	$\frac{10,2-68,5}{26,7} (4)^4$	
	W=18—38%	W=15,6—26,4%	W=17—30%	W=22—25% $\frac{20-75}{41,6} (3)^5$	W=18—25%	
Сдвиговые показатели $tg\phi$ в состоянии водонасыщения, С кг/см ²	—	—	—	$\frac{29,5-60}{W=26-30\%} (2)^4$	—	$0,544 (7)^1$ C=0,300 (7) ¹

¹⁾ Стр — mst пос. Печенеги Харьковской обл.; ²⁾ tr—cn Стойлинское м-ние Курской магнитной аномалии; ³⁾ snt с. Маяки Донецкой обл.; ⁴⁾ mst устье р. Деркул; ⁵⁾ mst с. Светличное Луганской обл.; ⁶⁾ mst Славянск Луганской обл.; ⁷⁾ mst г. Лисичанск; ⁸⁾ стр.жскв. 330, пос. Печенеги.
 П р и м е ч а н и е. Цифры над чертой отражают крайние значения показателей, под чертой — среднееарифметическое значение, в скобках — число испытанных образцов.

И. Л. Дзилны (1960, 1961), мелам и некоторым мелоподобным породам БССР и Курской магнитной аномалии И. М. Горьковой с сотр. (1962).

Таким образом, предыдущими исследованиями была охвачена средняя полоса Европейской части СССР.

Проводившиеся нами литологические и инженерно-геологические исследования мергельно-меловых пород бассейна р. Сев. Донец позволили



Фиг. 1. Угольная реплика с порошка писчего мела, $\times 12\,000$

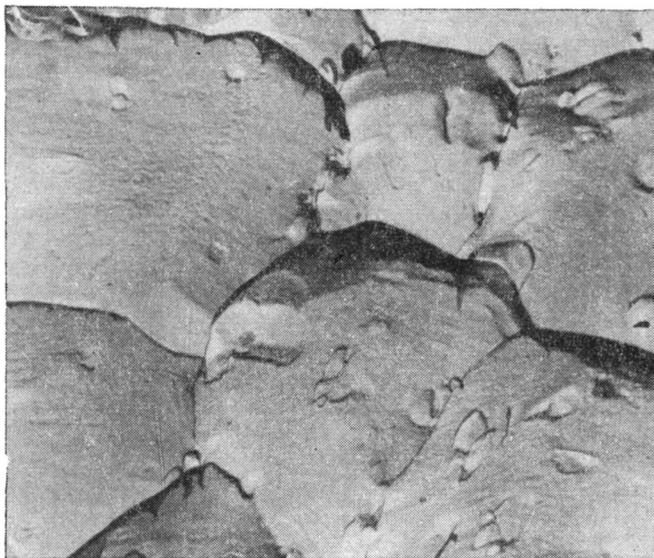
охарактеризовать все основные разновидности их от чистого мела до известковых кремнеземистых глин.

Придерживаясь классификации Г. И. Бушинского (1954) и учитывая микроструктурные особенности мергельно-меловых пород бассейна Сев. Донца, их можно разделить на следующие группы: 1) писчие и слабоглинистые мелы кампана, коньяка, турона и отчасти сантона и маастрихта; 2) мелоподобные мергели кампана и сантона с 10—20%-ным содержанием некарбонатных примесей; 3) сантонские натуралы и глинистые мергели с 25—35%-ным некарбонатными примесями; 4) маастрихтские, отчасти сантонские, кремнеземистые мергели, содержащие в числе 25—35% некарбонатных примесей до 15—17 аморфного SiO_2 ; 5) маастрихтские известковые кремнеземистые глины, содержащие менее 30% CaCO_3 .

Кроме этих основных разновидностей, нужно выделить меловой элювий и сравнительно редко встречающиеся разности перекристаллизованного мела, отличающиеся своими физико-механическими свойствами.

Мелы кампана и маастрихта первой группы в шлифах характеризуются микрозернистыми и фораминиферо-микрозернистыми структурами, туронско-коньякские мелы — детритово-фораминиферо-микрозернистыми структурами. У мелоподобных мергелей преобладают микрозернистые структуры. Для сантонских мергелей характерны алевритово-микрозернистые (реже микрозернистые) структуры. Кремнеземистые мергели и глины характерны присутствием радиолярий и спикул губок или пор от них. Основная масса породы всех разновидностей состоит из частиц кальцита в 1—5 $\mu\text{м}$ и глинистых частиц в 0,5—3 $\mu\text{м}$. Электронно-микроскопические исследования позволяют сделать вывод (Шуменко, 1962), что основным известковым компонентом всех меловых

пород являются элементы панцирей кокколитофорид — разнообразные кокколиты и их фрагменты (фиг. 1), составляющие 65—95% известковой части пород. Если учесть, что раковинки фораминифер, их детрит и детрит макрофауны составляют от 4 до 35%, то на предполагаемый кальцит неорганического происхождения останется незначительная до-



Фиг. 2. Электронно-микроскопическая угольная реплика со скела перекристаллизованного пшечеого мела, $\times 12\ 000$

ля. Некарбонатная часть мело-мергельных пород примерно на 75% состоит из глинистых минералов из групп гидрослюд и монтмориллонитов, описанных нами ранее (Шуменко, 1961). В кремнеземистых разностях до 25% некарбонатной части пород составляет аморфный кремнезем.

Цифры, характеризующие физико-механические свойства выделенных разновидностей мергельно-меловых пород, приведены в таблице, которая составлена на основании испытания более 300 образцов.

Как видно из таблицы, средние значения удельных весов не испытывают существенных колебаний ($2,66$ — $2,71$ $г/см^3$) и снижаются до $2,60$ $г/см^3$ лишь у кремнеземистых глин. Более изменчив объемный вес скелета мергельно-меловых пород. Если чистые и слабоглинистые разности мела от турона до маастрихта имеют довольно постоянные средние значения объемного веса $1,36$ — $1,37$ $г/см^3$, то у мергелей объемный вес испытывает значительные колебания как в зависимости от степени глинистости, так и глубины залегания. У мелоподобных мергелей объемный вес скелета достигает $1,62$ $г/см^3$, у глинистых мергелей — $1,75$ $г/см^3$. У кремнеземистых мергелей объемный вес скелета снова уменьшается до $1,42$ — $1,55$, у глин — до $1,56$ $г/см^3$.

Таким образом, в ряду мел — мергель глинистый наблюдается закономерное сокращение пор за счет глинистой некарбонатной фракции и лишь у кремнеземистых сильноглинистых пород эта закономерность нарушается.

При перекристаллизации мела и превращении его в микрозернистый известняк с мраморовидной микроструктурой объемный вес скелета достигает $2,50$ $г/см^3$ (фиг. 2).

У обводненного элювия мелоподобного мергеля в долине р. Сев. Донец объемный вес скелета несколько больше, чем у коренной породы, что обусловлено частичным разрушением рыхлой структуры скелета мергеля и уплотнением его под аллювием.

По степени сжимаемости чистые и слабоглинистые мелы можно отнести к слабосжимаемым со значением коэффициента компрессии a от 0,003 до 0,02 $\text{см}^2/\text{кг}$ при нагрузках до 3 $\text{кг}/\text{см}^2$. Такой вывод подкрепляется и образцами чистых мелов, извлеченными из скважин с глубины до 300 м, где можно встретить мел с объемным весом скелета 1,38 $\text{г}/\text{см}^3$.

Сопrotивление одноосному сжатию мергельно-меловых пород колеблется в широких пределах. В сухом состоянии у чистых мелов оно может составлять 30—55 $\text{кг}/\text{см}^2$, а у кремнеземистых мергелей до 383 $\text{кг}/\text{см}^2$. Во влажных мелах эта величина в среднем составляет около 10 $\text{кг}/\text{см}^2$, у мелоподобных мергелей около 30, у слабоглинистых мергелей до 65 $\text{кг}/\text{см}^2$. Кремнеземистые мергели характеризуются весьма изменчивым сопротивлением сжатию — от 20 до 142 $\text{кг}/\text{см}^2$, что объясняется неравномерным распределением кремнезема, и лишь у глин наблюдается явное уменьшение прочности.

Таким образом, увеличение содержания глинистой примеси в мергельно-меловых породах до 30—40% сопровождается увеличением их прочности (по крайней мере при влажности до 25—30%). Дальнейшее увеличение глинистости приводит к снижению прочности влажных пород. Исключение составляют прокремнелые разности с большим содержанием SiO_2 , где прочность даже во влажном состоянии может быть высокой.

Очевидно, у разностей мергельно-меловых пород с содержанием CaCO_3 менее 50—60% и незначительным содержанием аморфного SiO_2 более прочные связи карбонатного скелета играют подчиненную роль, ведущая же роль переходит к слабым связям глинистых частиц, что и ведет к снижению прочности влажных пород. Тем не менее присутствие CaCO_3 и аморфного SiO_2 обуславливает хрупкий характер деформаций даже в меловых глинах маастрихта.

Перекристаллизация мела (фиг. 2) приводит к значительному его упрочению: сопротивление сжатию в сухом состоянии зафиксировано до 1530 $\text{кг}/\text{см}^2$, а в водонасыщенном до 720 $\text{кг}/\text{см}^2$.

Довольно высокая пористость мело-мергельных пород и слабость структурных связей обуславливают сравнительно низкую прочность их, в сильной мере зависящую от влажности.

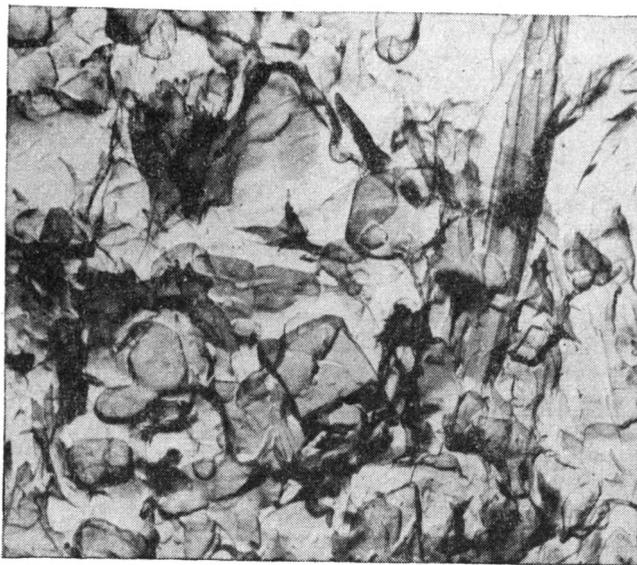
И. М. Горькова с сотр. (1962) склонна объяснять специфические свойства мело-мергельных пород влиянием глинистых и кремневых пленок, якобы обволакивающих карбонатные частицы пород и препятствующих их непосредственному контакту.

Методом электронно-микроскопических угольных реплик нами были исследованы многочисленные образцы мело-мергельных пород. Изучались как отдельные частицы (фиг. 1), так и сколы пород с ненарушенной структурой (фиг. 2—4). Последовательная обработка реплик HCl и HF позволила наблюдать картину распределения карбонатных и некарбонатных составляющих в скелете пород.

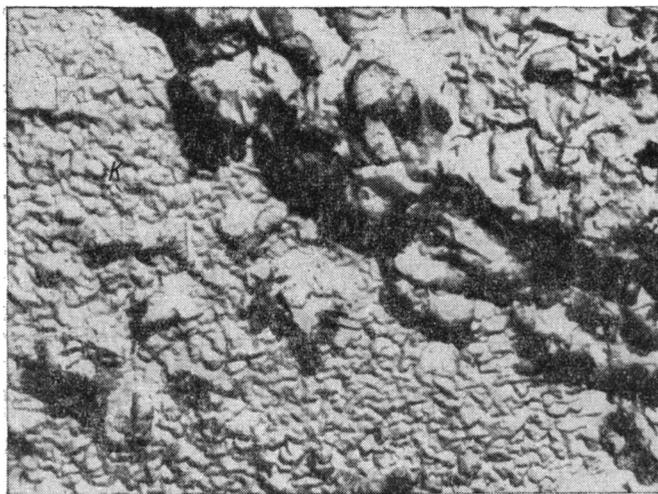
Проведенные исследования показывают, что в чистых и слабоглинистых мелах глинистые частицы составляют очень незначительную часть скелета породы (фиг. 1), причем в основном они приурочены к порам. Пленки кремнезема на карбонатных зернах также не были обнаружены. Проведенные нами исследования по определению аморфного SiO_2 в содовых вытяжках из перекристаллизованных и соседних рыхлых разно-

стей мела (фиг. 2, 3) практически никакой разницы в содержании кремнезема не показали.

Помимо этого, представление о распределении кремнезема по поверхности меловых частиц в стадию диагенеза равносильно представлению



Фиг. 3. Электронно-микроскопическая угольная реплика со скола писчего мела, $\times 12\ 000$



Фиг. 4. Угольная реплика со скола кремнеземистого мергеля, $\times 14\ 000$ (буквой «К» помечено микростяжение кремнезема)

о рассеянии SiO_2 в формирующейся породе, что диаметрально противоположно основным положениям теории литогенеза, сформулированным в последнее время Н. М. Страховым (1960).

Согласно этим положениям, основанным на анализе огромного фактического материала, стадия диагенеза завершается образованием конкреций, т. е. концентрацией отдельных рассеянных компонентов. В мелу это ярко иллюстрируется кремневыми конкрециями. Помимо макростражений, в меловых породах неоднократно описывались выделения кремнезема в виде мельчайших глобул. На фиг. 4 нами показано одно из таких микростражений.

Таким образом, представление о решающей роли глинистых и кремнеземистых пленок в структуре мела и мелоподобных пород не подтверждается ни прямыми методами исследования, ни современными представлениями теории литогенеза.

Очевидно, что определяющими в этих породах являются все же непосредственные связи на контактах органогенных карбонатных частиц.

Инженерно-геологическое изучение мергельно-меловых пород в последнее время, к сожалению, часто сводится к лабораторным исследованиям монолитов, к тому же отобранных без тщательного контроля из керна. В литературе неоднократно (Горькова и др., 1962; Дзилна, 1961; Дубянский, 1948) указывалось на возможность разрушения и даже разжижения меловых пород в процессе бурения. Нами (1959, 1960) такие нарушения наблюдались во многих скважинах, причем всегда они сопровождаются специфическими искусственно возникающими при бурении текстурами. Между тем в работах, посвященных инженерно-геологическим свойствам мергельно-меловых пород, в последние годы возможность буровых нарушений явно недооценивается, в результате чего искусственно разжиженный мел принимается за естественное состояние породы (Дзилна, 1961; Кассин и др., 1960; Платонов, 1956; Приклонский, 1952) со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Проведенные нами наблюдения в бассейне р. Сев. Донец показывают, что коренные мергельно-меловые породы ни в современном русле реки, ни в ее старицах не обнаруживают никаких признаков разжижения. Даже меловой обводненный делювий и элювий мело-мергельных пород не может считаться «разжиженным» в буквальном смысле.

Отсутствие оползней в меловых толщах, а также широкое использование населением мела для постройки мелких плотин, укрепления грунтовых дорог и крыш построек никак не свидетельствует о «ярко выраженных свойствах мела» (Горькова и др., 1962).

Нам кажется, что безоговорочное отнесение мело-мергельных пород в разряд пльвинных, а также выделение без тщательной проверки разжиженных разностей их может привести к ошибочным решениям при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений. Между тем исследования, проведенные в Гидропроекте и Гидроэнергопроекте (Носов, 1957; Шуменко, 1959), как и имеющийся за рубежом опыт строительства гидротехнических сооружений, позволяют дать положительную оценку мелу как основанию гидротехнических сооружений, по крайней мере невысокого напора.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, 1954.
- Горькова И. М. и др. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 44, 1962.
- Дзилна И. Л. Об инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород восточной части БССР. Вопросы географии Белоруссии, вып. 1, 1960.
- Дзилна И. Л. Исследования мергельно-меловых пород юго-восточной части БССР на сопротивление сдвигу. Докл. АН БССР, т. 5, № 7, 1961.

- Дубянский А. А. Геология и подземные воды Курской и Орловской областей, ч. 1. Воронеж, 1948.
- Кассин И. Г. и др. Инженерно-геологические и гидрогеологические условия района Курской магнитной аномалии. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 28, 1960.
- Носов Г. И. Литология и инженерно-геологическая характеристика писчего мела долины р. Дона. Тр. совещ. по инж.-геол. свойствам горн. пород и методам их изуч., т. 2, М., 1957.
- Платонов Н. Х. Особенности карста в мелу и растекания в его развитии на примере восточной части Воронежского массива. Тез. докл. на совещ. по изуч. карста, вып. 2, М., 1956.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 2, 1952.
- Пузыревская Т. Н. К вопросу об инженерно-геологической оценке мелов как основания гидротехнических сооружений. Изв. Всес. научн.-иссл. ин-та гидр. им. Б. Е. Веденеева, т. 47, 1952.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шуменко С. И. Литология и инженерно-геологические свойства мергельно-меловых пород долины р. С. Донец. Тез. докл. межвуз. геол. совещ. по осад. формац. Большого Донбасса. Харьков, 1959.
- Шуменко С. И. Определение деформаций керна по его текстурным особенностям. Разведка и охрана недр, № 2, 1960.
- Шуменко С. И. Глинистые минералы мергельно-меловых пород долины р. С. Донца. Докл. АН СССР, т. 138, № 1, 1961.
- Шуменко С. И. Применение метода электронно-микроскопических реплик к изучению верхнемеловых *Coccolithophoridae*. Докл. АН СССР, т. 147, № 2, 1962.

Харьковский университет
Харьков

Дата поступления
9.IV.1963

ОТ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛИ АН СССР

Комиссия по осадочным породам намечает в апреле 1964 г. провести II рабочее совещание по физическим методам исследования минералов и полезных ископаемых.

Цель совещания — ознакомление с новыми методами и приборами, а также с возможностью использовать новые физические методы исследования минералов для решения ряда геологических проблем.

На совещании предполагается обсудить следующие вопросы.

1. Методы подготовки пород к минералогическому анализу (новые методы и опыт работы по дезинтеграции пород и сепарации минералов).

2. Физические свойства минералов осадочных пород (плотность, магнитные, электрические свойства и др.). Возможность использования некоторых физических констант минералов для решения генетических вопросов.

3. Структурный анализ минералов:

а) новое в технике исследования минералов со слонстыми и каркасными структурами;

б) исследование полиморфизма, изоморфизма, смешанно-слоистых структур глинистых минералов, дефектов структур и др.;

в) использование изучения структур минералов для решения некоторых генетических проблем.

Комиссия просит все заинтересованные геологические организации сообщить к 15 ноября с. г., могут ли быть представлены от данного учреждения доклады по указанным вопросам (названия докладов, авторов) и сколько сотрудников, непосредственно связанных по работе с указанными вопросами, предполагают участвовать в совещании.

Число докладов ограничено. Доклады должны быть рассчитаны на 20 минут, строго соответствовать тематике совещания и содержать новые результаты или положения, имеющие принципиальный интерес.

Тезисы докладов (объемом 1—2 страницы) необходимо представить к 1 декабря 1963 г.

Окончательная программа, дата совещания и число участников от каждого учреждения будут определены после рассмотрения и утверждения присланных тезисов.

Дальнейшие сообщения о совещании будут рассылаться только организациям, выразившим свое согласие на участие в совещании.

СОДЕРЖАНИЕ

✓ А. С. Запорожцева, Т. Н. Вишневская, П. И. Глушинский. Цеолиты меловых отложений севера Якутии	161
✓ А. Г. Коссовская, В. А. Дриц, В. А. Александрова. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах	178
✓ Г. И. Бушинский. Титан в осадочном процессе	197
✓ К. Н. Трубина. Парагенезис титана и алюминия в корах выветривания и продуктах их переотложения	218
✓ В. Н. Григорьев. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситовых месторождений СССР	232
✓ Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова. Соотношения двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах	238
Н. М. Страхов. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов	249
✓ Е. С. Гуткин. Состав и происхождение терригенного материала в бокситах Североуральского бассейна	253
✓ А. А. Шарков. Литология рыбной подсыты верхнего олигоцена Южного Мангышлака	263

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. Ф. Шнюков, О. Н. Кириченко. Киммерийские железные руды Херсонщины	273
✓ В. Ф. Петрунь. Железистые оолиты из верхней свиты Криворожской метаморфической серии	277
✓ А. Э. Конторович. Редкие и рассеянные элементы в пластовых водах нефтеносных отложений Западно-Сибирской низменности	282
А. М. Блох. Фтор в костях современных и четвертичных рыб из континентальных захоронений	287
✓ Г. Н. Романенко. О карбонатах марганца из коры выветривания серпентинитов Среднего Приднепровья	291
✓ Н. Н. Карлов. О пирокластическом материале в среднеазиатском лессе	295
✓ И. Н. Дроздова. О вторичных покровных тканях в мезозойских углях	297
✓ А. Д. Надежкин, Д. В. Постников. Фациальные взаимоотношения в отложениях тульского горизонта Западной Башкирии	300
✓ С. И. Шуменко. О некоторых инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород и их структурных особенностях	302

CONTENTS

A. S. Zaporozhtzeva, T. N. Vishnevskaya, P. I. Glushinsky. Zeolites in Cretaceous deposits of Northern Yakutia	161
A. G. Kossovskaya, V. A. Dritz, V. A. Aleksandrova. To the history of trioctahedral micas in sedimentary rocks	178
G. I. Bushinsky. Titanium in the sedimentation process	197
K. N. Trubina. Titanium and alumina paragenesis in the crusts of weathering and the products of their redeposition	218
V. N. Grigoriev. The character of relations between titanium dioxide and alumina in the rocks of some bauxite deposits	232
N. A. Lisitzina, M. V. Pastukhova. Relations between titanium dioxide and alumina in platform bauxites	238
N. M. Strakhov. On the significance of titanium modulus in the establishment of the genesis of bauxites	249
E. S. Gutkin. Composition and origin of terrigenous material in bauxites of Severouralsk basin	253
A. A. Sharkov. Lithology of Upper Oligocene «fish» subsuite in Southern Mangyshlak	263

SHORT NOTES

E. F. Shniukov, O. N. Kirichenko. Cimmerian iron ores of Kherson region	273
V. F. Petrun. Ferruginous oolites from the top suite of Krivoi Rog metamorphic series	277
A. E. Kontorovich. Rare and disseminated elements in stratal waters of petroliferous deposits on the West—Siberian lowland	282
A. M. Blokh. Fluorine in the bones of Recent and Quaternary fishes from continental burials	287
G. N. Romanenko. On manganese carbonates from the serpentinites crust of weathering in Srednee Pridneprovie	291
N. N. Karlov. On the pyroclastic material in Middle Asiatic loess	295
I. N. Drozdova. On secondary epidermic tissues in Mesozoic coals	297
A. D. Nadezhkin, D. V. Postnikov. Facies relations in Tula horizon deposits of Western Bashkiria	300
S. I. Shumenko. On some engineering and geological properties of marly—chalk rocks and their structural peculiarities	302

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-12643	Подписано к печати 21/Х—1963 г.	Тираж 800 экз.	Зак. 5853
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Бум. л. 4 ³ / ₄	Печ. л. 13,015+3 вкл.	Уч.-изд. л. 14,1

2-я типография Издательства Академии наук СССР, Москва, Шубинский пер., 10

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и п, g и q, l и e, I и J и др. Следует также делать различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например: (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например: «по данным Р. Смита (Smith, 1956)»... В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и photographиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (1—2 стр. отпечатанные на машинке в двух экземплярах) (см. «Инструкцию по составлению рефератов» в № 1); к статьям объемом более половины авторского листа кроме того должны быть приложены аннотации (8—10 строк).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке, равно как и возвращать статьи без рассмотрения по существу в случае несоблюдения приведенных выше правил.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 отисков своей работы.

**ПОДПИСЫВАЙТЕСЬ НА ЖУРНАЛЫ
ИЗДАТЕЛЬСТВА АКАДЕМИИ НАУК СССР
НА 1964 ГОД**

Общеакадемические журналы

ВЕСТНИК АКАДЕМИИ НАУК СССР
Подписная цена на год — 9 р. 60 к.

ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК СССР
(без папок)
Подписная цена на год — 51р. 84 к.

ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК СССР
(с 6-ю коленкоровыми папками
с тиснением).
Подписная цена на год — 54 р. 24 к.

ПРИРОДА
Подписная цена на год — 8 р. 40 к.

Журналы по геолого-географическим наукам

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Подписная цена на год — 7 р. 20 к.

**ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА**
Подписная цена на год — 7 р. 20 к.

**ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР.
СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ**
Подписная цена на год — 9 руб.

**ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР.
СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ**
Подписная цена на год — 14 р. 40 к.

**ИЗВЕСТИЯ ВСЕСОЮЗНОГО
ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА**
Подписная цена на год — 5 р. 40 к.

**ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**
Подписная цена на год — 7 р. 50 к.

ОКЕАНОЛОГИЯ
Подписная цена на год — 9 руб.

Подписка принимается повсеместно в пунктах подписки «Союзпечать», почтамтах, конторах и отделениях связи, а также отделениями и магазинами «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 6 (магазин № 1); Москва, 1-й Академический проезд, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Беллинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Баку, ул. Джапаридзе, 13.

«АКАДЕМКНИГА».