Литология и полезные ископаемые

1967

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 2, 1967 г.
МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Марченко. Ритмичность в морских отложениях геосинклинальных областей (на примере неокома Копет-Дага) 3
А. А. Иванов. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого . 16
Т. Ф. Бойко, Д. В. Буйневич. Поведение редких щелочей и стронция в процессе галогенеза 30
Л. С. Белокрыс, Е. В. Краснов, Д. И. Ищенко. Сарматские доломиты Тарханкутского полуострова (Крым) 45
Е. З. Бурьянова, В. В. Богданов. Закономерности распределения аутигенных цеолитов — ломонтита и гейландита — в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля 59
А. В. Павлов. Углистые включения юрско-меловых угленосных отложений Алдано-Чульманского района (Южно-Якутский каменноугольный бассейн) . 69
М. Т. Кучеренко, Х. В. Сокольская, А. В. Федина. О некоторых особенностях карбонатных пород среднего карбона Чистяково-Снежнянского района Донецкого бассейна 79
З. В. Пушкина. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин (Эгейское море) 87

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. П. Наборщиков, С. Г. Дубейковский. Возраст и условия образования железорудной толщи Вятско-Камской впадины Русской платформы . . . 97
Л. Е. Штеренберг, Г. Ю. Бутузова, Т. В. Мельчакова. Особенности гранулометрического состава рудовмещающих отложений Чиатурского месторождения 102
А. С. Румянцев. Условия накопления среднекыновской нефтеносной толщи в Кировском прогибе 105
Д. Д. Котельников. Особенности глинистых минералов и их влияние на коллекторские свойства газоносных пород хадумского горизонта Северо-Ставропольского месторождения 111
С. С. Чекин. О находке ископаемых микроорганизмов в некоторых кристаллах каолинита 114
А. И. Мун, Ю. Э. Вильцинг, Т. Х. Довличин. К вопросу о поведении редких щелочных элементов в современных осадках 117
Л. Я. Кизильштейн. Морфология и происхождение некоторых выделений сингенетичного пирита в угольных пластах Донецкого бассейна 122

МЕТОДИКА

М. Я. Кац, В. Е. Каждан. Опыт использования плотности кварца для палеогеографических реконструкций (на примере меловых отложений Южной Прибалтики) 125

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

С. И. Куликов. К вопросу о методике геохимического изучения кор выветривания 138
Н. А. Лисицына. Ответ на критические замечания С. И. Куликова . . . 141

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

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1967
MARCH — APRIL

CONTENTS

V. I. Marchenko. Rythmic bedding of marine sediments within geosynclinal areas, with Neocomian Kopet-Dag rocks as an example 3
A. A. Ivanov. On the depths of geologically ancient basins of salt deposition . 16
T. F. Boiko, D. V. Buinevich. Rare alkalies and strontium behaviour during the halogenesis 30
L. S. Belokrys, E. V. Krasnov, D. I. Ishchenko. Sarmatian dolomite of the Tarkhankut peninsula (the Crimea) 45
E. Z. Buryanova, V. V. Bogdanov. Distribution patterns of authigenous zeolites (laumontite and heulandite) in the Tarbagatai sedimentary rocks . . 59
A. V. Pavlov. Carbonaceous inclusions in Jurassic-Cretaceous coal measures of the Aldan-Chulman area, South Yakutian Coal Basin 69
M. T. Kucherenko, Kh. V. Sokolskaya, A. V. Fedina. On some features of Middle Carboniferous rocks in Chistyakov-Snezhnyansk area, the Donetz Basin 79
Z. V. Pushkina. Fe, Mn, Si, P, B, and Al in sea water around the Santorene volcano (the Aegean Sea) 87

SHORT NOTES

V. P. Naborshchikov, S. G. Dubeikovsky. Age and origin of the iron formation of the Vyatka-Kama depression on the Russian platform . . . 97
L. E. Shterenberg, G. Yu. Butozova, T. B. Melchakova. Granulometric composition of the Chiatura ore-enclosing rocks 102
A. S. Rumyantsev. Depositional conditions of the Middle Kynov petroleum formation in the Kirov trough 105
D. D. Kotelnikov. Clay minerals and their effect on reservoir properties of the Khadum gas horizon, the North Stavropol field 111
S. S. Chekin. On bacteria found in some caolinite crystals 114
A. I. Mun, Yu. E. Wilzing, T. Kh. Dovlichin. On the behaviour of rare alkali elements in recent deposits 117
L. Ya. Kisilstain. Form and origin of some syngenetic pyrites in the Donetz coal measures 122

METHODS OF RESEARCH

M. Ya. Katz, V. E. Kazhdan. Application of quartz density in making successions of geological events, with Cretaceous South Pre-Baltic sediments as an example 125

CRITIQUE AND DISCUSSION

S. I. Kulikov. On methods of geological study of weathering crusts 138
N. A. Lisitsyna. The reply to critical remarks by S. I. Kulikov . . 141

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 551.3.051 (575.4)

РИТМИЧНОСТЬ В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

(на примере неокома Копет-Дага)

В. И. МАРЧЕНКО

Данная работа основана на материалах, полученных автором в 1956—1962 гг. при комплексном изучении стратиграфии, литологии и фациальных особенностей неокомских отложений Копет-Дага, представленных морскими образованиями разнообразного состава[1]. Использование разнообразного комплекса фациальных критериев позволило провести углубленный фациальный анализ и выявить свыше восьмидесяти фаций (микрофаций), объединенных в семь крупных групп фаций, или макрофаций, слагавших в Копетдагском бассейне обширные фациальные зоны. Последовательность смены фаций, соответствующих увеличению глубин бассейна, устанавливалась и контролировалась наблюдениями за сменой различных литогенетических типов пород в трансгрессивных комплексах неокома, а также путем сравнения со сменой соответствующих типов осадков в некоторых современных морских бассейнах по мере перехода от меньших глубин к большим.

При послойном изучении свыше тридцати разрезов неокома Копет-Дага был собран большой фактический материал по ритмичности отложений, относящихся к весьма широкому диапазону морских фаций. Ритмы выделялись непосредственно в поле и прослеживались от разреза к разрезу во многих случаях на сотни километров. Анализу материала по ритмичности морских отложений неокома, увязанному с фациальными исследованиями, и посвящена настоящая статья. При этом учитывается, что изученные отложения в подавляющей массе относятся к образованиям древнего шельфа, расположенного в геосинклинальной области. Такие отложения (а в особенности их ритмичность), как это было отмечено Д. В. Наливкиным (1956), еще недостаточно освещены в геологической литературе.

Распространенные в неокоме Копет-Дага седиментационные комплексы мощностью 5—30 *м* не обнаруживают типичного для циклов строения, поэтому их лучше называть ритмами или, точнее, мезоритмами. В статье основное внимание уделяется описанию мезоритмов (для краткости мы часто называем их ритмами).

I. ХАРАКТЕР И ПРИЧИНЫ РИТМИЧНОСТИ

В отложениях неокома выявлены ритмы различных порядков: макро-, мезо- и микроритмы (Наливкин, 1956). Ритмы более низких порядков являются составной частью ритмов более высокого порядка.

[1] Подробная литологическая и фациальная характеристика пород неокома Копет-Дага приведена в монографии В. И. Марченко (1962).

Макроритмы. Макроритмичность является результатом крупных по амплитуде и весьма длительных тектонических движений. Макроритмы неокома, учитывая их значительную мощность (от 129 до 900—1000 *м*), большую продолжительность образования и хорошо выраженную цикличность, можно называть циклами. Таких циклов намечается четыре. Они охватывают следующие этапы развития неокомского бассейна: I этап — ранневаланжинское время (первый цикл); II этап — средне- и поздневаланжинское время (второй цикл); III этап — раннеготеривское время (третий цикл); IV, V и VI этапы — позднеготеривское и баррем-ское время (четвертый цикл) [2].

Мезоритмы. К мезоритмам мы относим отчетливо выраженные в разрезе неокома ритмы, мощностью 5—30 *м*, морфологически выраженные или сменой в разрезе более грубозернистых отложений более тонкозернистыми, или закономерным и более или менее одинаковым чередованием различных пород в определенной последовательности. Изменение в ритмах гранулометрического состава осадков и типов пород постоянно сопровождается направленными изменениями других литологических и геохимических особенностей отложений, а также сменой комплексов более мелководной фауны комплексами относительно более глубоководной. Особенностью мезоритмов, а вместе с тем и причиной закономерной смены в них одних пород другими, является смена более мелководных фаций относительно более глубоководными. По-видимому, образование мезоритмов отражает пульсационные колебательные движения земной коры.

Мезоритмы в неокоме в большинстве случаев неполные, так как обычно содержат только трансгрессивную часть и по своим литологическим и фациальным особенностям, как правило, резко асимметричны. Регрессивные части в них обычно отсутствуют, иногда же развиты не полностью. Эти данные позволяют охарактеризовать тектонический режим соответствующих образованию мезоритмов отрезков времени как чередование более длительных опусканий с кратковременными и резкими скачкообразными поднятиями. Во время поднятий осадки либо не отлагались совсем, либо отлагались, а затем легко размывались вследствие вывода дна бассейна в зоны с более высокой гидродинамической активностью водной среды.

Микроритмы. Внутри мезоритмов встречаются более мелкие ритмы; они имеют малую мощность (от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров), и их возникновение обусловлено причинами другого порядка. Микроритмичность, как известно, является следствием различных причин, обычно не связанных с тектоникой, вызывающих периодические, но более или менее кратковременные изменения условий седиментации. Примеры ритмичности и микроритмичности в карбонатных породах приводились советскими и зарубежными исследователями (Логвиненко, 1945; Кузьмин, 1950; Наливкин, 1956; Хворова, 1956; Либрович, 1961; Stewart, 1961; Марченко, 1962; Mamet, 1964; Апродова, 1965 и др.). Типы ритмичности различных порядков, выявленные в отложениях неокома Копет-Дага, приведены в табл. 1. Микроритмы мощностью 0,3—0,8 *м* описаны и в работах В. Е. Кабанькова (1961), В. В. Жукова (1961), Л. Н. Ботвинкиной (1963) и др. Возможно, что микроритмы такой мощности вызваны колебательными движениями наиболее низкого порядка со сравнительно быстрой сменой опусканий и поднятий.

Интересный материал по ритмичности в среднем и верхнем карбоне западной части Московской синеклизы был приведен И. В. Хворовой (1953), которая выделила два типа ритмов, зависящих либо от смены более мелководных отложений более глубоководными, либо от возник-

---

[2] Особенности осадконакопления и тектонического режима на отдельных этапах (циклах) развития неокомского бассейна были подробно охарактеризованы в работе В. И. Марченко (1962).

Таблица 1

Порядок и разновидности ритмов неокома Копет-Дага

Ориентировочная продолжительность образования, лет	Состав ритмов	Мощности	Вероятная причина ритмичности	Тип ритмов	Порядок ритмов аналогичной продолжительности по В. Е. Хаину (1961)
1	Чередование слойков различного состава	От долей *мм* до долей *см*	Сезонные изменения условий осадконакопления	Микроритмы	16
$4—8\times10^2$	3. Доломит или известковый доломит, 5—10 *см* 2. Доломитистый известняк, 5—10 *см* 1. Обломочный, оолитово-обломочный или детритово-обломочный косослоистый известняк, 30—70 *см*	0,4—0,8 *м*	Периодические повышения солености водоема при затухании донных течений, возможно вызванные обособлением части бассейна в результате поднятия	»	12
$3—9\times10^2$	2. Массивный известняк, 5—10 *см* 1. Косослоистый обломочный или оолитово-обломочный известняк, 20—60 *см*	0,3—0,7 *м*	Периодическое возникновение и прекращение донных течений на открытом шельфе	»	12
$1—5\times10^3$	2. Пелитоморфный известняк, 5—15 *см* 1. Обломочный терригенно-карбонатный, очень тонкий (до 0,05 *мм*) материал, 0,5—1,0 *см*	5—15 *см*	Возможное отражение в халистатической зоне бассейна деятельности мутьевых потоков	»	11
$3—7\times10^2$	3. Гипс, 5—10 *см* 2. Доломит, 30—50 *см* 1. Доломитистый алевролит, 1—10 *см*	0,3—0,7 *м*	Периодическое повышение солености лагуны, вызванное либо климатическими причинами, либо обособлением лагуны в результате поднятий	»	12
$3—7\times10^3$	3. Гипс, до 3,8 *м* 2. Очень тонкозернистый слоистый доломит, иногда алевритисто-глинистый, 2,0—2,5 *м* 1. Известковисто-глинистый или доломитистый зеленоватый алевролит, 0,1—0,7 *м*	5—7 *м*	Периодическое и более длительное повышение солености, вызванное, очевидно, поднятиями дна водоема и обособлением лагун	Мезоритмы	10
$0,2—1,0\times10^5$	Разнообразен (см. таблицу 2 и фиг. 1, 2 и 3)	6—30 *м*	Относительно быстрые мелкие колебательные движения земной коры	»	8
$1—7\times10^6$	Разнообразен. Каждый ритм (цикл) соответствует одной или нескольким свитам (Марченко, 1962)	129—1000 *м*	Относительно медленные волновые движения земной коры	Макроритмы	6 и 7

новения движений в области сноса. Вопрос выделения ритмов второго типа в неокоме Копет-Дага не всегда решается однозначно. К такому типу можно предположительно отнести ритмы, в которых среди мелководных известняков появляются слои песчаников.

II. ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВНУТРИ МЕЗОРИТМОВ (ФАЦИАЛЬНАЯ РИТМИЧНОСТЬ)

В литературе неоднократно указывалось, что понимание ритма (цикла) неотделимо от фациального анализа (Ботвинкина, 1957). И. В. Хворова (1953) отметила, что почти в каждом ритме есть отложения, соответствующие различным фациальным обстановкам. А. П. Феофилова (1954) выявила закономерность изменения фаций в циклах и выделила циклы трех типов — трансгрессивные, регрессивные и однородные,— каждый из которых сложен отложениями определенных фациальных зон.

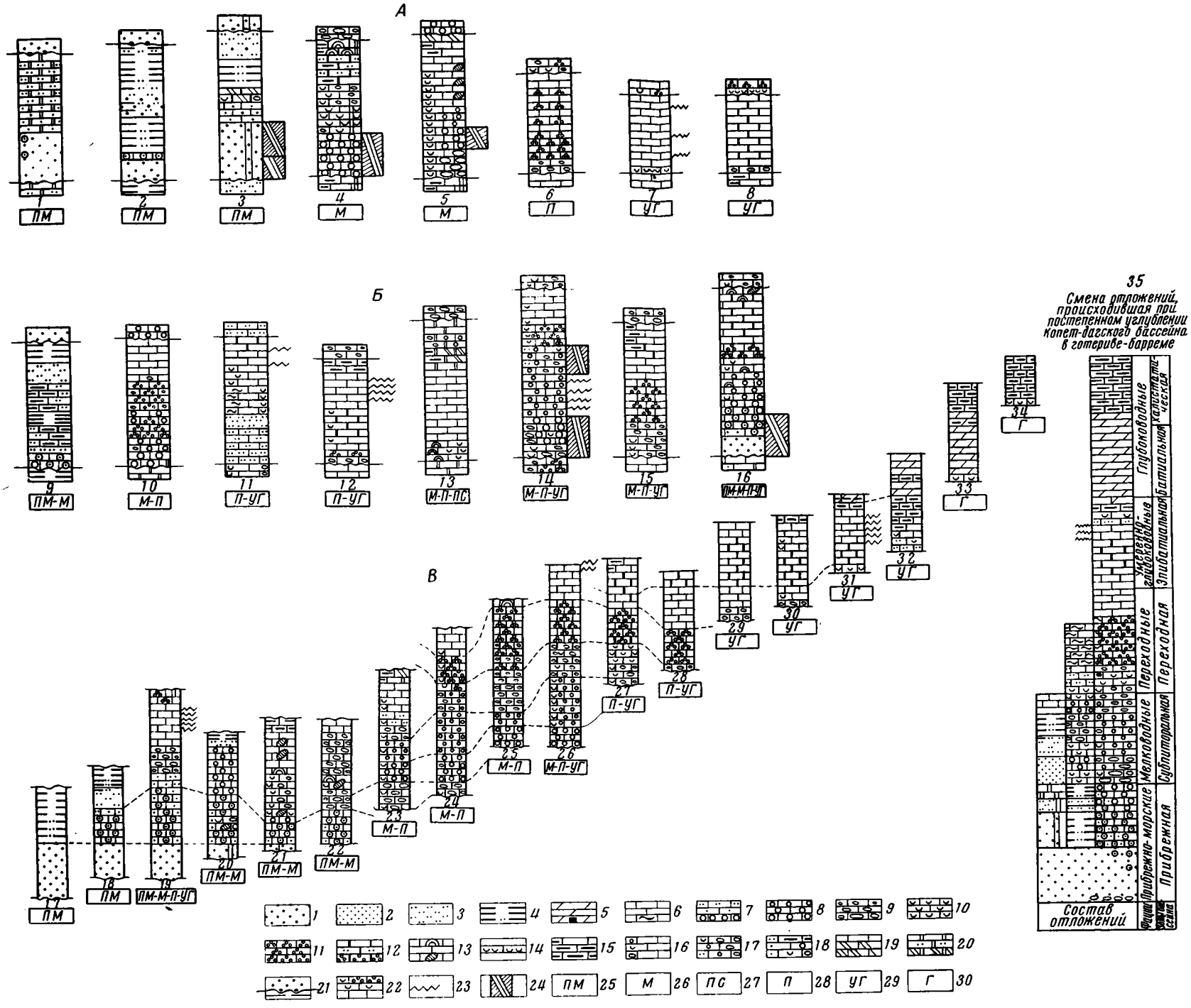
Анализ мезоритмичности в неокоме Копет-Дага показал, что во всех ритмах, как правило, наблюдается закономерная смена более мелководных, относительно более глубоководными отложениями, относящимися к одной или к нескольким фациальным зонам, характерным для различных глубин Копетдагского бассейна. Присутствие внутри ритмов отложений различных фациальных зон во всех случаях подтверждается большим комплексом диагностических фациальных признаков, типичных для отложений соответствующих фаций, а также сменой внутри ритмов комплексов фауны, соответствующих все более глубоководным отложениям.

По фациальному содержанию среди ритмов неокома можно различать три типа. Каждый из них сложен отложениями одной, двух, или трех-четырех крупных групп фаций (макрофаций). Эти типы можно назвать соответственно монофациальными, бифациальными и полифациальными ритмами.

1. Монофациальные ритмы

Монофациальные ритмы сложены отложениями только одной крупной группы фаций (макрофаций). Отложения монофациальных ритмов, представленных *прибрежно-морскими* фациями (фиг. 1, *1—3* и *17—18*), всегда залегают на подстилающих породах (обычно аргиллитах) с резким размывом. В их основании находятся известковистые, иногда доломитистые, часто косослоистые, мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники мощностью 5—12 *м*, обычно содержащие в основании мелкие гравийные обломки подстилающих аргиллитов. Выше чаще всего последовательно залегают песчанистые оолитовые известняки, известковистые алевролиты и массивные, серые или темно-серые слабоизвестковистые, внизу алевритистые аргиллиты, мощность которых колеблется от 2—3 до 5-7 *м*. Некоторые ритмы сложены только известковистыми песчаниками и аргиллитами. Величина окисного коэффициента (отношение Fe^{3+} окисн.:Fe^{2+} закисн.; Марченко, 1965) в отложениях рассматриваемых ритмов колеблется от 2—10 до 30. В Западном Копет-Даге в верхней половине описываемых ритмов появляются алевритистые доломиты, заменяющие здесь аргиллиты, залегающие в разрезах других районов в верхних частях тех же ритмов. В песчаниках и песчанистых оолитовых известняках очень редко встречаются мелкие обломки скелетных частей брахиопод, иглокожих и мшанок. Оолиты песчанистых известняков всегда содержат в центре обломки терригенных минералов: кварца, полевых шпатов и др. Мощности ритмов составляют 16—23 *м*.

Отложения монофациальных ритмов, представленные группой *мелководных фаций* (см. фиг. 1, *4—5*), залегают с отчетливым размывом на подстилающих аргиллитах или известняках. Основанием таких ритмов служат крупноолитовые известняки (без терригенных частиц в центре



Фиг. 1. Мезоритмы в отложениях неокома Копет-Дага. *А* — монофациальные. *Б* — полифациальные. *В* — сравнение смены пород в трансгрессивных мерозитмах, позволяющие установить последовательность различных типов осадков на дне неокомского Копетдагского бассейна (*17—32* — смена пород в отдельных ритмах; *33—34* — смена пород в частях разреза, представленных глубоководными отложениями; *35* — типичная смена пород, происходившая при постепенном углублении Копетдагского бассейна в позднем готериве и барреме (показана снизу вверх).

1 — песчаники известковистые и доломитистые; *2* — тонкозернистые песчаники; *3* — алевролиты глинистые и песчанистые известковистые; *4* — аргиллиты и аргиллиты алевритистые (внизу); *5* — мергели внизу с пиритом. *Известняки*: *6* — пелитоморфные и тонкоалевритистые (внизу); *7* — сверху вниз алевритистые, песчанистые и оолитовые (оолиты с терригенными обломками в центрах); *8* (сверху вниз) — мелко- и среднеоолитовые (диаметр меньше 0,5 *мм*), крупнооолитовые (диаметр 0,5—1,0 *мм*), оолиты без терригенных частиц; *9* (сверху вниз) — мелко-, средне- и крупнообломочные; *10* (сверху вниз) — мелко-, средне- и крупнодетритовые; *11* — комковатые; *12* — темно-серые; пелитоморфные, алевритистые и комковатые; *13* — с водорослями и мшанками (внизу); *14* — ракушняковые; *15* — слабоглинистые и глинистые (внизу); *16* (сверху вниз) — с оолитами, детритом и обломочным карбонатным материалом; *17* — детрито-обломочные, оолито-обломочные и алевритистые оолито-обломочные; *18* — алевритисто-глинистые, песчанисто-оолитовые и песчанисто-детритово-обломочные; *19* — доломитистые и доломитовые (внизу); *20* (сверху вниз) — доломиты, доломиты алевритистые и известковые; *21* — граница между ритмами с размывом; *22* — то же, без видимого размыва; *23* — стилолитовые швы; *24* — отложения с косой однонаправленной слоистостью. *Отложения и фации*: *25* — прибрежно-морские; *26* — мелководные; *27* — водоемов с повышенной соленостью; *28* — переходные от мелководных к умеренно-глубоководным; *29* — умеренно-глубоководные; *30* — глубоководные

оолита), крупнообломочные или крупнодетритовые известняки, реже — известковистые алевролиты или тонкозернистые песчаники. Обычно эти породы вверх по разрезу последовательно сменяются мелкоолитовыми, среднеобломочными, алевритистыми, иногда пелитоморфными известняками. Ритмы заканчиваются слабоглинистыми доломитистыми или доломитовыми известняками с остатками водорослей, иногда аргиллитами. Для отложений рассмотренных ритмов характерны многочисленные остатки разнообразной мелководной фауны (крупные пелециподы, гастроподы и морские ежи; брахиоподы, фораминиферы, мшанки) и водорослей. Окисный коэффициент в этих отложениях колеблется от 1 до 2. Мощности ритмов изменяются от 14 до 25 *м*.

Ритмы, сложенные только отложениями *переходных*[3] фаций (см. фиг. 1, *6*), имеют мощность 7,8—9,9 *м*. В их основании обычно находится слой обломочного или детритового известняка небольшой мощности (0,1—1,5 *м*), залегающего со слабым размывом на подстилающих известняках. Для средней части этих ритмов наиболее типичны мелкокомковатые известняки, сменяющиеся вверху пелитоморфными. Состав фауны здесь заметно обеднен по сравнению с отложениями мелководных фаций. Для него характерны многочисленные пелециподы (при отсутствии устриц), массовое развитие в некоторых слоях крупных фораминифер (Orbitolina и др.), появление очень редких аммонитов и резкое уменьшение по сравнению с мелководными отложениями количества брахиопод. Величина окисного коэффициента в рассмотренных отложениях всегда меньше единицы и колеблется в пределах 0,3—0,9.

Монофациальные ритмы, представленные группой *умеренно-глубоководных* фаций, встречаются реже (см. фиг. 1, *7—8* и *29—32*). В их основании визуальные признаки размыва, как правило, отсутствуют, однако контакт с лежащими ниже образованиями, представленными обычно пелитоморфными или глинистыми известняками, всегда резкий, отчетливый. Под микроскопом в нем наблюдается микроразмыв.

Для нижних частей всех ритмов характерен тонкий слой (0,3—0,5, иногда до 1,3 *м*) детритового, мелко-, неравнообломочного или детрито-крупнообломочного известняка. Выше залегают различные типы известняков, сменяющиеся в общем случае снизу вверх в такой последовательности: известняк с тонким детритом или тонким карбонатным обломочным материалом — серый пелитоморфный известняк — темно-серый известняк иногда тонкокомковатый — серый пелитоморфный известняк, обычно с многочисленными и частыми стилолитовыми швами.

Рассматриваемые типы ритмов заканчиваются чаще всего пелитоморфными известняками со стилолитами, реже глинистыми известняками небольшой мощности, иногда темными мергелями. Встречаются также ритмы, сложенные в средней и верхней частях только пелитоморфными известняками. Для отложений умеренно-глубоководных фаций характерна бедность остатками ископаемой фауны, немногочисленными и встречающимися очень редко. Чаще всего в них присутствуют аммониты, теребратулиды (иногда часто) и очень мелкие и немногочисленные остатки мелких пелеципод, морских ежей и детрит мшанок с нежным тонким скелетом. Наиболее редки остатки мелких ринхонеллид и одиночных кораллов.

В отличие от отложений переходной фациальной зоны, в отложениях умеренно-глубоководных фаций совместно встречается, как правило, не больше двух различных групп организмов. В некоторых случаях фауна представлена либо только аммонитами, либо теребратулидами. Мощности умеренно-глубоководных ритмов также несколько пониженные — обычно от 7 до 13—14 *м*. Окисный коэффициент слагающих их отложений

[3] Переходными фациями мы называем большую группу фаций, переходных от мелководных к умеренно-глубоководным. Эти фации были распространены в средней зоне Копетдагского шельфа (Марченко, 1962).

Таблица 2

Главнейшие особенности монофациальных ритмов, образовавшихся в различных фациальных зонах

Фациальная зона	Преобладающие мощности ритмов, *м*	Наиболее характерные породы	Характер размыва в основании ритмов	Характерная фауна	Величина окисного коэффициента в отложениях	Характер ритмичности
Прибрежно-морская (литораль и верхние части сублиторали)	16—23	Известковистые песчаники, песчанистые оолитовые известняки, аргиллиты	Резкий	Редкий детрит брахиопод, мшанок, иглокожих	2—30	Резкий
Мелководная (сублиторальная)	14—20	Известковистые тонкозернистые песчаники, алевролиты; обломочные детритовые, крупноолитовые, водорослевые известняки	Отчетливый	Разнообразная и многочисленная мелководная фауна. Много крупных форм	1—2	Отчетливый
Переходная от мелководной к умеренно-глубоководной (средние зоны шельфа)	8—10	Комковатые, мелко-тонкообломочные, мелкодетритовые, пелитоморфные известняки	Слабый	Обедненная фауна. Преобладание пелециподов	0,3—0,9	Менее отчетливый
Умеренно-глубоководная (эпибатиальная)	7—12	Пелитоморфные серые и темно-серые известняки, часто со стилолитовыми швами	Микроразмывы	Очень редкая фауна аммонитов, теребратулид, мелких фораминифер	0,2—0,4	Неотчетливый

минимальный — 0,2—0,4. Особенностью описываемых ритмов является их слабая выраженность. Показателем начала нового ритма служит наличие слоя с детрито-обломочным материалом. В умеренно-глубоководной фациальной зоне наблюдается затухание мезоритмичности, которая в более глубоководных отложениях уже отсутствует. Главнейшие особенности монофациальных ритмов приведены в табл. 2.

2. Бифациальные ритмы

Среди бифациальных ритмов встречаются три разновидности: а) ритмы, сложенные отложениями прибрежно-морских и мелководных фаций (фиг. 1, *9* и *20—22*); б) ритмы, сложенные отложениями мелководных и переходных фаций (см. фиг. 1, *10* и *23—25*); в) ритмы, сложенные отложениями переходных и умеренно-глубоководных фаций (см. фиг. 1, *11—12* и *27—28*). В этих ритмах особенности отложений и набор пород, относящихся к тем или иным из перечисленных групп фаций, аналогичны описанным выше для соответствующих монофациальных ритмов. В них всегда наблюдается смена отложений более мелководных фаций отложениями относительно более глубоководных. Мощности ритмов, сложенных прибрежно-морскими и мелководными фациями, составляют 19—21 *м*, сложенных переходными и умеренно - глубоководными фациями часто уменьшаются до 9—10 *м*.

3. Полифациальные ритмы

Полифациальные ритмы обычно сложены отложениями трех фациальных зон, иногда даже четырех. В слу-

чаях (и довольно частых), когда ритмы сложены отложениями трех фациальных зон, последние обычно представлены мелководными, переходными и умеренно-глубоководными фациями. Такие ритмы часто встречаются в ханкеризской (верхнеготеривской) свите Западного Копет-Дага, то-есть в районе максимальных амплитуд опускания. Они начинаются типичными мелководными осадками — крупноолитовыми и детрито-крупнообломочными известняками (см. фиг. 1, *13—15*). Средняя их часть сложена отложениями переходных фаций, для которых типичны мелкокомковатые известняки. Ритмы заканчиваются умеренно-глубоководными образованиями, представленными серыми пелитоморфными известняками с остатками редких теребратулид, темно-серыми известняками или мергелями. Мощность ритмов обычно 26—30 *м*.

Редким примером ритма, сложенного отложениями четырех фациальных зон, служит один из ритмов XVI пачки ханкеризской свиты в Коуском разрезе Центрального Копет-Дага мощностью 23 *м* (см. фиг. 1, *16*). В его основании находятся мелко- среднезернистые известковистые полимиктовые косослоистые песчаники, сменяющиеся оолитовыми песчаными известняками. Эти прибрежно-морские отложения выше по разрезу последовательно сменяются мелководными известняками с водорослями и мелкими оолитами, комковатыми известняками переходных фаций с пелециподами и пелитоморфными серыми и темно-серыми известняками с теребратулидами и очень мелкими фораминиферами, относящимися к отложениям умеренно-глубоководных фаций. Величина окисного коэффициента здесь постепенно изменяется от 5—10 в основании до 0,4 в верхней части ритма. Ритм заканчивается слоем темно-серых известняков с остатками мшанок и водорослей. По-видимому, самый верхний слой является регрессивной частью ритма и соответствует началу поднятий и выводу дна бассейна из умеренно-глубоководной в переходную фациальную зону. Пример другого ритма, сложенного отложениями четырех фациальных зон, мощностью 29,5 *м*, приведен на фиг. 1, *19*.

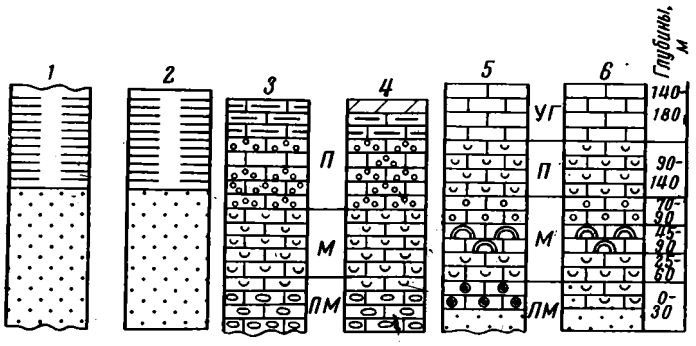
III. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В КОПЕТДАГСКОМ БАССЕЙНЕ

Изучением изменения состава пород в трансгрессивных частях ритмов, вызванного изменениями глубины бассейна в течение циклов колебательных движений, а также последовательным прослеживанием характера этих изменений в серии ритмов, слагающих разрез верхней половины неокома, имеющий отчетливо выраженный трансгрессивный характер, оказалось возможным выявить постепенную смену различного типа осадков на дне неокомского бассейна в верхнем готериве — барреме от мелководной зоны до глубоководной (см. фиг. 1, *17—32*). При этом была прослежена и фациальная изменчивость отложений в одних и тех же ритмах на площади бассейна (см. фиг. 1, *В* и фиг. 4). В результате установлена следующая смена главнейших типов отложений с увеличением глубины бассейна.

Прибрежная зона: известковистые песчаники, песчанистые оолитовые известняки (доломитистые песчаники, аргиллиты [4]), крупноолитовые известняки (аргиллиты, доломиты). *Сублиторальная зона*: крупнообломочные известняки (крупнодетритовые, крупноолитовые известняки, тонкозернистые известковистые песчаники), среднеоолитовые известняки (крупно- и среднедетритовые известняки, известковистые алевролиты), мелкоолитовые известняки (мелко-и среднеобломочные известняки, аргиллиты), мелкообломочные известняки (мелкоолитовые известняки, средне- и мелкодетритовые известняки). *Переходная зона* (средняя часть

[4] В скобках везде показано фациальное изменение на площади соответствующих отложений.

шельфа): тонкообломочные известняки (мелкодетритовые известняки), мелко- и тонкодетритовые известняки (алевритистые известняки), мелкокомковатые известняки (тонкоалевритистые известняки), темные тонкокомковатые известняки (известняки с тонким алевритовым кластогенным материалом), серые пелитоморфные известняки. *Эпибатиальная зона* (нижняя часть шельфа и, по-видимому, самые верхи батиали): темно-серые пелитоморфные известняки, серые пелитоморфные известняки с частыми стилолитовыми швами, тонкие известковистые алевролиты, тонкоалевритистые известняки, глинистые известняки. *Батиальная зона*: микрослоистые и массивные мергели. *Халистатическая зона*: массивные



Фиг. 2. Изменение типа осадков при переходе от меньших глубин к большим в некоторых современных бассейнах и в отдельных частях Копетдагского неокомского бассейна (показано снизу вверх)

1, 3, 5 — в Копетдагском бассейне; *2* — в южной части Каспийского моря; *4* — в Персидском заливе; *6* — в восточной части Мексиканского залива

Условные обозначения см. на фиг. 1

мергели и серые мелкоплитчатые флишеподобные глинистые известняки. Выше было отмечено, что породы перечисленных фациальных зон характеризуются также соответствующими этим зонам комплексами фауны (Марченко, 1962).

Ритмы, сложенные прибрежно-морскими или мелководными отложениями, имеют почти одинаковые мощности — 16—19 *м*. Те же ритмы, но образовавшиеся в пределах переходной фациальной зоны, уменьшаются в мощности до 7—12 *м*. Это позволяет говорить об уменьшении мощности осадков, накоплявшихся в средних зонах шельфа, примерно в два раза, по сравнению с осадками, накоплявшимися за тот же интервал времени в прибрежно-морской и мелководной зонах. В прибрежно-морских аргиллитах мощности пар слойков, вероятно соответствующих сезонной слоистости, в 10 раз больше мощности такой же пары слойков в микрослоистых мергелях батиальной зоны. Поэтому можно считать, что мощность накопляющихся за один год в батиальной зоне осадков была примерно в 10 раз меньше мощности синхронных прибрежно-морских отложений. Естественно ожидать, что мощность одновозрастных осадков в глубоководном ложе Копетдагского бассейна была еще меньше.

Мощные накопления однотипных прибрежно-морских отложений, наблюдающиеся в некоторых ритмах (например, песчаников в XII пачке ханкеризской свиты верхнего готерива), свидетельствуют о том, что в прибрежной зоне бассейна опускание некоторое время полностью компенсировалось накоплением соответствующих осадков, и поэтому глубина этой части бассейна и макрофации не менялись. Например, в разрезе XII пачки все ритмы сложены отложениями одной фациальной зоны — прибрежно-морской. Однако выше по разрезу в ритмах уже обычно наблюдается смена осадков одной фациальной зоны осадками другой или

других фациальных зон, все более и более глубоководных. Здесь опускания уже не компенсировались накоплением осадков, и данная часть бассейна все время углублялась. В этом широко распространенном случае ритмы сложены осадками двух и даже трех (или четырех) фациальных зон.

Смена различных типов осадков с увеличением глубин в неокомском бассейне происходит так же, как и в некоторых современных. Для сравнения мы взяли Персидский залив (Houbolt, 1957), близкий к древнему Копетдагскому бассейну по климатическим условиям, и восточную часть Мексиканского залива (Gould and Stewart, 1955), в которой развиты, как и в некоторых частях Копетдагского бассейна, сильные течения. Для этих бассейнов приведены три пары вертикальных колонок (фиг. 2), причем на левых колонках показана (снизу вверх) смена отложений в некоторых ритмах неокома, соответствующая постепенному углублению неокомского бассейна, а на правых (снизу вверх) — изменение типа современных осадков при переходе от меньших глубин к большим в южной части Каспийского моря, в Персидском и Мексиканском заливах.

Из фиг. 2 видно, что в бассейнах, где нет терригенных осадков, например в Персидском заливе и в некоторых частях Центрально-Копетдагского неокомского бассейна, с переходом от прибрежных фаций ко все более глубоководным последовательно сменяются следующие одинаковые осадки: карбонатные пески — крупные органогенные пески — мелкие органогенные пески — темные известковые комковатые илы — глинисто-известковые илы. В обоих бассейнах эти осадки можно отнести к прибрежно-морским, мелководным и переходным фациям. В частях же бассейнов, характеризующихся присутствием терригенных песков и развитием донных течений, например в восточной части современного Мексиканского залива и в некоторых частях древнего Западно-Копетдагского бассейна, при переходе от меньших глубин к большим устанавливается следующая смена одинаковых осадков: терригенные пески — крупные органогенные пески — осадки с водорослями — мелкоолитовые пески — мелкие органогенные пески — известковые илы. Изменения фаций происходят в данном случае от прибрежно-морских до умеренно-глубоководных.

IV. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РИТМИЧНОСТИ

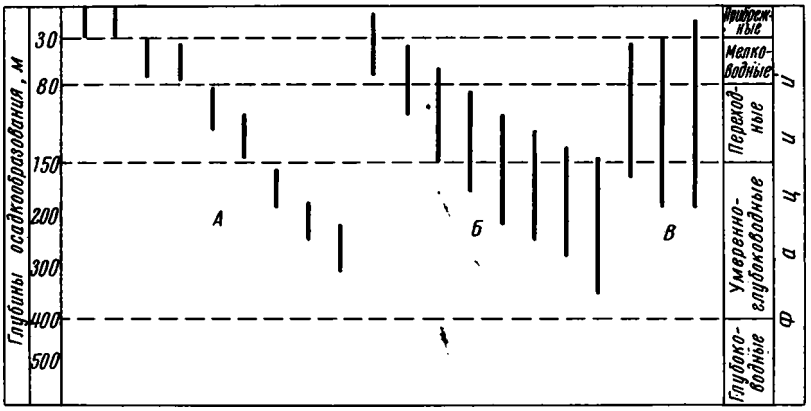
Изучение ритмичности в морских отложениях неокома Копет-Дага, основанное на полевых и камеральных исследованиях, детальном изучении всех литологических особенностей и углубленном фациальном анализе, позволило сделать ряд выводов, в том числе и палеотектонических, многие из которых, очевидно, можно распространить и на другие морские образования древних геосинклинальных областей.

Разрез неокома в Копет-Даге обнаруживает на большей части отчетливое ритмическое строение, характеризующееся тремя типами ритмов различных порядков: микроритмами, мезоритмами (или просто ритмами) и макроритмами.

Мезоритмичность очевидно является результатом мелких пульсационных тектонических колебаний земной коры в области седиментации, вызывавших ритмическую смену более мелководных отложений более глубоководными. Седиментационный мезоритм является отражением в разрезе осадочных пород особенностей и характера осадконакопления, происходившего в течение одной полной фазы мелких тектонических колебаний (опускание и поднятие). Мезоритм — это вещественный результат и одновременно показатель этих колебаний. Другими словами, мезоритм — это комплекс осадков закономерно и направленно изменяющихся во времени и отложившихся в данной точке в течение одной полной фазы мелких колебаний поверхностных частей земной коры. Мощности мезоритмов колеблются от нескольких метров до десятков метров. Мак-

симальная продолжительность их образования, видимо, не превышала в неокоме 50—100 тысяч лет.

Мезоритмы в неокоме обычно неполные (асимметричные); в них всегда проявляется фациальная ритмичность, заключающаяся в закономерной смене более мелководных отложений относительно более глубоководными. По фациальному составу отложений выделено три типа мезоритмов: монофациальные, бифациальные и полифациальные. Образование этих трех типов ритмов обусловлено, по-видимому, движениями с



Фиг. 3. Вероятные вертикальные амплитуды колебательных движений, определенные по изменениям фаций в основании и верхней части ритмов

Вероятные амплитуды колебательных движений, вызвавших образование *А* — монофациальных ритмов, *Б* — бифациальных ритмов, *В* — полифациальных ритмов

различной вертикальной амплитудой колебаний. Учитывая (на основе фациального анализа) наиболее вероятные глубины образования осадков, происходившего в начале и конце формирования ритмов, оказалось возможным получить представление об вертикальной амплитуде мелких колебательных движений (фиг. 3).

Монофациальные ритмы в большинстве случаев, очевидно, являются результатом колебаний с меньшей вертикальной амплитудой, видимо, равной немногим десяткам метров; полифациальные — это результат колебаний с наибольшей для неокома амплитудой (порядка 150 *м*). Наиболее часто встречаются бифациальные и полифациальные ритмы. Это, очевидно, свидетельствует о преобладании движений с более значительной вертикальной амплитудой колебаний, позволяющей «переводить» данный участок морского дна через несколько фациальных зон.

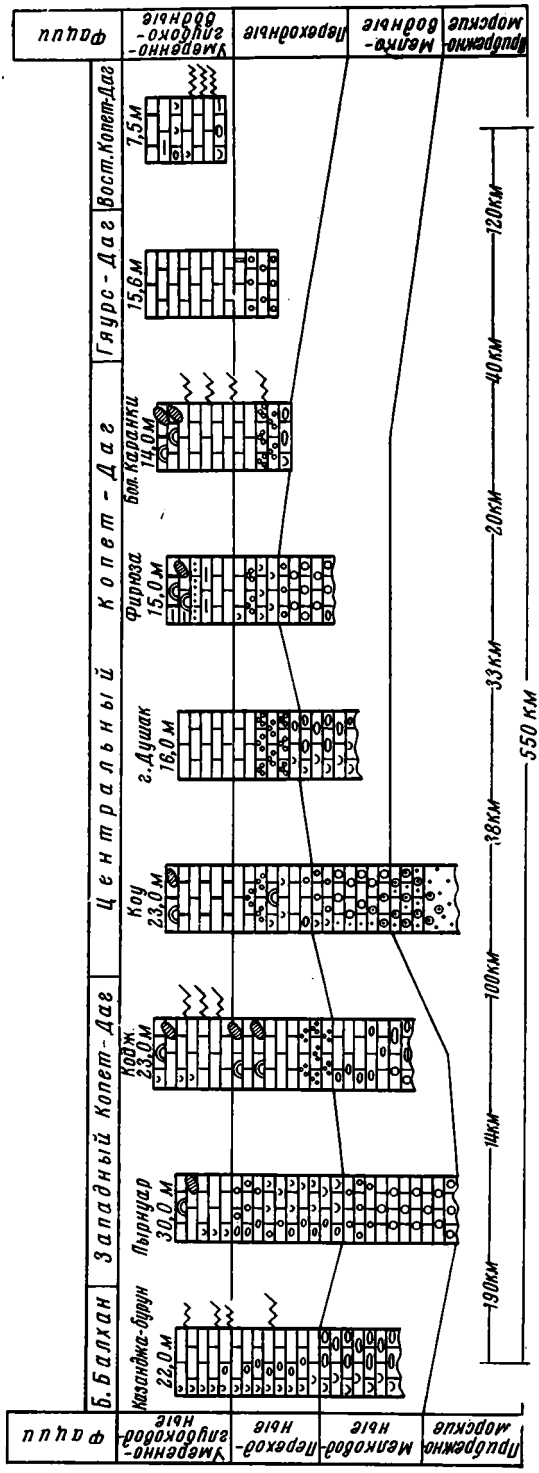
По соотношению в ритмах мощностей осадков различных фациальных зон, по-видимому, можно приближенно судить как о длительности нахождения соответствующей точки дна бассейна в той или другой фациальной зоне, так и о том, в какой именно батиметрической части фациальной зоны началось отложение осадков данного ритма.

Особенностью ритмов является большое разнообразие слагающих их отложений, всегда сменяющихся, однако, в одной и той же закономерной последовательности. Это разнообразие, показанное на фиг. 1,2 и 4, естественно, так как ритмичность наблюдается в отложениях, образовавшихся на различных глубинах и относящихся к различным фациям, представленным самыми различными породами. При этом смена фаций и соответственно изменение литологических особенностей ритмов всегда имеет место в двух направлениях: в пространстве — на площади (фиг. 4), во времени — в вертикальном разрезе. Изменение состава ритмов, наблюдающееся во времени — вверх по разрезу — происходит вследствие ха-

рактерного для геосинклинальной области длительного скачкообразного погружения дна бассейна.

Таким образом, в изменениях состава отложений в ритмах неокома выявлено три закономерности. Первая заключается в переходе внутри каждого ритма от более мелководных к относительно более глубоководным отложениям. Вторая состоит в изменении состава отложений одного и того же ритма на площади. Третья выражается в том, что лежащие выше ритмы сложены относительно более глубоководными отложениями по сравнению с отложениями предыдущих ритмов.

С увеличением глубины осадкообразования закономерно уменьшается интенсивность размывов в основании ритмов. Ритмичность наиболее резка и отчетлива в прибрежно-морских и мелководных отложениях. В умеренно-глубоководных отложениях, образовавшихся, по-видимому, на глубинах 150—400—500 *м*, она наименее отчетлива и постепенно затухает. «Замирание» ритмичности к центральным частям бассейнов уже отмечалось в литературе (Страхов, 1960; Либрович, 1961 и др.). Я объясняю это тем, что на больших глубинах, начиная с батиальной области, изменения глубины бассейна даже на 100—150 *м*, вызванные колебательными движениями, уже не могли перевести участок дна бассейна из одной фациальной зоны в другую, поэтому тип осадка не менялся, и мезоритмичность в осадках, образовавшихся на таких глубинах, отсутствует. Можно считать, что отсутствие ритмичности должно наблюдаться в осадках, образовавшихся на глубинах свыше 400—500 *м*. Поэтому в ряде случаев отсутствие



Условные обозначения см. на фиг. 1

Фиг. 4. Фациальные и литологические изменения на площади Копет-Дага верхнего ритма ханкеризской свиты (верхний готерив)

мезоритмичности должно служить дополнительным критерием для определения глубоководных отложений (Марченко, 1962).

Для одних и тех же мезоритмов выявлено уменьшение их мощности в более глубоководных отложениях (от 16—25 до 6—8 *м*) и при переходе от геосинклинали к платформе (от 16—19 до 4—5 *м*). В последнем случае часто уменьшается количество самих ритмов и, кроме того, заметно уменьшается амплитуда колебательных движений (примерно до нескольких десятков метров). Это указывает на ослабление колебательных движений при переходе от геосинклинали к платформе.

В неокоме Копет-Дага иногда встречаются ритмы, заключающие кроме трансгрессивной и регрессивную часть, например ритмы, заканчивающиеся доломитами (см. фиг. 1, *13*). Их образование может свидетельствовать о смене опусканий поднятиями, ведущими к обмелению бассейна и образованию обособленных участков с благоприятными для садки доломита условиями.

По данным фациального анализа и анализа ритмичности, тектонический режим в позднем готериве и барреме Копет-Дага характеризовался длительным опусканием. На этом фоне происходили мелкие тектонические колебания, при которых нисходящие движения, по-видимому, были более длительными и по своей вертикальной амплитуде обычно несколько преобладали над восходящими. Особенностью тектонического режима, видимо, была относительная кратковременность и быстрота второй фазы отдельных колебательных движений — поднятий. В результате быстрого погружения на месте мелководного шельфа, существовавшего в готериве на площади Копет-Дага, в позднем барреме здесь образовалась глубоководная зона. Аналогичный режим, очевидно, характерен на соответствующих этапах и для других геосинклинальных областей.

Изучение ритмичности в сочетании с углубленным фациальным анализом, дает представление и о других элементах тектонического режима в неокоме, а именно: а) о вертикальной амплитуде колебательных движений и вероятных пределах ее изменения; б) о замедлении колебательных движений и уменьшении их вертикальной амплитуды от геосинклинальной области к платформе; в) о продолжительности отдельных циклов мелких колебательных движений.

Таким образом, изучая ритмичность, мы можем судить о тех особенностях тектонических движений, которые нельзя выявить в современную эпоху. Таково большое значение изучения ритмичности для познания геотектоники.

Анализ изменения фаций, фауны и отложений как в отдельных ритмах, так и в больших трансгрессивных комплексах неокома позволил установить некоторые особенности седиментации и реконструировать изменение фаций, фауны и типов осадков в Копетдагском бассейне, начиная от его прибрежной части и кончая наиболее глубоководной — халистатической. При этом выявлена аналогия в последовательности смены различных типов осадков по мере увеличения глубин в Копетдагском бассейне и в некоторых современных бассейнах (см. фиг. 2). Была установлена также полифациальность аргиллитов, глинистых и пелитоморфных известняков (Марченко, 1962).

Получены данные, позволяющие считать, что мощность осадков, отлагавшихся в средней части шельфа, была примерно в два раза меньше мощности осадков, отлагавшихся за то же время в прибрежно-морской и мелководной частях шельфа, а мощности батиальных осадков почти в десять раз меньше.

Изучение ритмичности дало дополнительные материалы для обоснования детального литолого-стратиграфического расчленения неокома Копет-Дага и явилось одним из важных контролирующих моментов при параллелизации двадцати четырех литолого-стратиграфических пачек неокома.

ЛИТЕРАТУРА

Апродова А. А. Ритмичность осадконакопления в среднем карбоне Голюшурминского поднятия. Вестн. Моск. ун-та № 1. Геология, 1965.

Ботвинкина Л. Н. Элементы полевого фациального анализа. Методы изучения осадочных горных пород, т. I. Госгеолтехиздат, 1957.

Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наслоения в паралических формациях разных климатических областей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Жуков В. В. О ритмичности карбонатных отложений среднего и верхнего кембрия на северо-восточном крыле Суханского прогиба. Тр. НИИГА, т. 117, вып. 15, 1961.

Кабаньков В. Е. Особенности ритмичности средне-верхнекембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы и условия накопления ритмичных толщ. Тр. НИИГА, т. 117, вып. 15, 1961.

Кузьмин А. М. Слой и наслоение. Тр. Горно-геол. ин-та, Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 11. Новосибирск, 1950.

Либрович В. Л. О циклическом строении карбонатных толщ. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 50, 1961.

Логвиненко Н. В. Некоторые закономерности процесса осадконапления в среднем и верхнем карбоне северо-востока Донбасса. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

Марченко В. И. Стратиграфия, литология и фации неокома Копет-Дага. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., том 78, вып. 11. Неоком Копет-Дага. Гостоптехиздат, 1962.

Марченко В. И. Значение окисного коэффициента для фациального анализа морских отложений. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1965.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1960.

Феофилова А. П. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 94, № 5, 1954.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. ПИН АН СССР, том XIII, кн 2. 1953.

Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, № 4, 1956.

Gould H. R. and Stewart R. H. Continental terrace sediments in the northeastern gulf of Mexico. Finding ancient Shorelines. Society of economic palaeontologists and mineralogists. Spec. publ., N 3. Tulsa Oklahoma, USA, 1955.

Houbolt I. I., H. C. Surface sediments of the Persian gulf near the Qatar peninsula. Monton and Co. The Hague, 1957.

Mamet B. Sedimentation des facies «marbres noires» de la Belgique et du nord de la France. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Amsterdam — London — New York, 1964.

McKee Edwin D. Cycles in carbonate rocks. Amer. J. Sci. V., 258-A, 1960.

Stewart J. C. Cyclic bedding in pur carbonate rocks from southcentral France. J. sedim. petrol., Menasha, N 3, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
2.II.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 553.77

О ГЛУБИНАХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

А. А. ИВАНОВ

Вопрос о глубине солеродных бассейнов геологического прошлого не является праздным или не заслуживающим внимания. Глубина бассейна не могла не играть существенной роли при кристаллизации солей и их накоплении, пространственном распределении фаций, а также в проявлении разного рода диагенетических, метасоматических и прочих процессов.

Нет сомнений, что мощные ископаемые соленосные формации, за немногими исключениями, образовались в бассейнах, которые были так или иначе связаны с морем, и морская (океаническая) вода служила источником пополнения в них солевых запасов. Поэтому уже давно гипотезы образования соляных месторождений и вопросы глубин солеродных бассейнов рассматривались с учетом этих основных положений.

Исходя из среднего содержания солей в воде современного океана (3,5%) и их состава, при испарении толщи этой воды мощностью 100 *м* в осадке должен образоваться слой солей мощностью всего около 1,75 *м* и примерно следующего состава: NaCl — 1,35 *м*; хлориды и сульфаты магния — 0,27; $CaSO_4$ — 0,06, сульфаты калия — 0,04, прочие — 0,02 *м*. Для того, чтобы из морской воды нормального состава кристаллизовались растворимые соли, степень ее концентрации должна составлять при начале осаждения гипса — 5, галита — 10 и калийных солей — 58,3.

Совершенно очевидно, что при этих условиях невероятны предположения, что ископаемые соляные залежи мощностью во много десятков и сотен метров могли образоваться простой кристаллизацией солей из запасов морской воды, которые заполняли соответствующую глубокую впадину и не пополнялись в течение времени формирования соленосных отложений. Против этого свидетельствуют, как правило, и количественные соотношения (мощности и объемы) соляных комплексов, слагающих соленосные формации.

В литературе встречаются чисто арифметические определения глубин древних солеродных бассейнов. Например, еще в 60-х годах прошлого столетия Ф. Бишоф (Bischof, 1864), исходя из мощности отложившихся в цехштейновом солеродном бассейне соленосных осадков, пришел к заключению, что глубина его составляла 18 600 *м*. Примерно также определял глубину древнего солеродного бассейна В. И. Николаев (1935), отмечавший, что «в Соликамске мы имеем высохшее море глубиной в несколько километров (судя по мощности отложений)» (стр. 173). В другой своей работе В. И. Николаев (1937) этот вопрос решает так же элементарно, считая, что «если 500 *м* осадков умножить на 30, то глубина этого бассейна будет около 15 *км*» (стр. 752).

Подобное определение глубин древних солеродных бассейнов, безусловно, должно быть отвергнуто как совершенно несостоятельное и произвольное. Проблема должна решаться с учетом природных и геологических условий развития солеродных бассейнов и физико-химических законов кристаллизации солей.

В настоящее время вопрос о глубинах древних солеродных бассейнов рассматривается с двух основных позиций: одни исследователи считают их глубоководными, другие — мелководными. Наряду с цифровыми определениями глубин существуют их общие характеристики: «глубоководный» или «мелководный». Например, В. Д. Наливкин и Н. Н. Форш (1964) отмечают, что в кунгурский век в Предуралье соленакопление началось и, вероятно, происходило в глубоководных бассейнах.

Рассмотрим точку зрения представителей первой группы исследователей.

Н. П. Герасимов (1952), основываясь на постулате, что «чем ниже абсолютные отметки постели яруса (горизонта, серии), тем больше его мощность, чем больше мощность яруса, тем более легкорастворимые соли свойственны его составу» (стр. 25), определяет возможные глубины пермских солеродных бассейнов Предуральского прогиба. Для этого он привлекает также стратиграфические и фациальные сопоставления разрезов различных частей прогиба и востока Русской платформы. Для района Верхнечусовских Городков глубина бассейна в начале нижнего кунгура, по Н. П. Герасимову (1940), составляла над рифогенной структурой 200—250 *м* и в периферической зоне — 540—600 *м*. В начале среднего кунгура при накоплении преимущественно осадков сульфата кальция глубина бассейна была 250—300 *м* в зоне вершины рифогенного массива и 500—550 *м* на периферии. В конце первой половины среднего кунгура, когда кроме ангидрита накапливалась каменная соль, глубина бассейна была соответственно 220—270 и 410—460 *м*. Залежи каменной соли формировались в наиболее глубоких депрессиях, и глубина бассейна уменьшалась за счет накопления осадков.

Глубину Соликамского солеродного бассейна во время формирования горизонта подстилающей каменной соли Н. П. Герасимов (1952) определяет в 450—600 *м*. В начале садки сильвинита глубина бассейна была около 450 *м*. «По-видимому,— пишет Н. П. Герасимов,— близкие глубины имел здесь бассейн и во время садки карналлита» (стр. 34). Глубину кунгурского солеродного бассейна в Ишимбаевском районе в начале накопления галогенных осадков Н. П. Герасимов (1940) оценивает в 900—1000 *м* и более.

Построения Н. П. Герасимова, положенные в основу определения глубин солеродных бассейнов, не представляются нам убедительными и отчасти являются искусственными. Это доказывается хотя бы тем, что выводы Н. П. Герасимова, основанные на его представлениях о стратиграфии, глубине формирования и фациях галогенных отложений, не подтвердились: район с. Кужгорта на р. Косьве, рекомендованный им (Герасимов, 1952) для поисков калийных солей, оказался бесперспективным.

Касаясь вопросов глубины цехштейнового солеродного бассейна, Г. Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg, 1955) приходит к заключению, что наблюдаемое в ископаемых соленосных формациях пространственное распределение литологических комплексов в значительной степени обусловлено первоначальной глубиной и расположением участков седиментации по отношению к питающему морскому бассейну. Его выводы сводятся к следующему.

Большая скорость накопления соляных отложений, несовместимая с незначительной скоростью прогибания земной коры, позволяет думать, что первоначальная глубина бассейна соответствовала мощности образовавшейся соляной залежи. Для соляных толщ глубокого шельфа пред-

полагается глубина 200—600 *м*. Существует причинная связь между глубиной воды в солеродном бассейне и образованием калийных солей. Современное распределение литологических фаций в залежах калийных солей, вероятно, соответствует их первичному расположению. Области распространения карналлитовых залежей отвечают участкам бывших некогда наибольших глубин бассейна. Менее глубоким участкам соответствуют залежи кизеритового сильвинита и еще менее глубоким — отложения каменной соли.

Этому же вопросу посвящены исследования Р. Кюна (Kühn, 1953), базирующиеся на анализе распределения в солях брома. Исходя из предположения, что увеличение содержания брома в рассоле зависит от глубины бассейна и что с этим соответствующим образом связаны наблюдающиеся содержания брома в ископаемых солях и их распределения по стратиграфическому разрезу, Р. Кюн вычислил возможные глубины некоторых частей цехштейнового бассейна в начале или во время отложения тех или иных солей. Так, глубина бассейна Верры в начале отложения нижней каменной соли, по его расчетам, составляла 325 *м* и колебалась от 10 до 132 *м* во время накопления средней толщи каменной соли (измерения относятся к пачке каменной соли, залегающей на 1,3 *м* ниже пласта калийных солей Тюринген). В Ганноверском районе при исследовании пачки древней каменной соли, лежащей ниже пласта Стассфурт на 10 *м* (рудник Зигмундсгалль) и 40 *м* (рудник Зальцдетфурт), глубина бассейна устанавливается соответственно 5—31 и 2—10 *м*. Исследование в руднике Ханса каменной соли серии Лейне, не содержащей полигалита, показало глубину бассейна 15—95 *м*. Наиболее значительная глубина бассейна получена для Стассфуртского района, где во время отложения древней каменной соли глубина достигала 860 *м* (установлено путем экстраполяции). При отложении ангидритовой зоны глубина уменьшилась до 285 *м* и доходила до 15 *м* при формировании полигалитовой зоны.

Таким образом, Кюн так же, как и Рихтер-Бернбург, полагает, что по мере отложения в бассейне соленосных осадков глубина его уменьшалась. Обращает на себя внимание значительное колебание вычисленных Р. Кюном глубин образования маломощных пачек солей, хотя глубина их формирования, несомненно, не могла изменяться в таких (10—132, 5—30, 15—95 *м*) широких пределах.

А. Л. Яншин (1961) также уделил значительное внимание глубинам древних солеродных бассейнов. Он отмечает, что «...имеются серьезные данные, чтобы считать многие древние морские солеродные бассейны достаточно глубоководными. Об этом свидетельствует прежде всего скорость накопления соляных толщ...» (стр. 10), весьма большая по сравнению с другими осадками и составляющая 6—8 *см* и более в год. Для быстрого заполнения впадины солеродного бассейна мощной толщей солей должно было существовать подготовленное предварительным прогибанием пространство. «Можно думать,— пишет А. Л. Яншин,— что мощности соляных толщ лишь в незначительной части отвечают конседиментационному прогибанию, а в основном отражают глубину бассейна, существовавшую к началу соленакопления». Однако эти изначально очень глубокие впадины «вследствие большой скорости накопления соли быстро обмелевали, и отложение верхних горизонтов соляных толщ, содержащих калийные соли и бораты, вероятно, происходило уже на незначительной глубине... Отложение мощных соляных толщ даже на платформах часто начиналось на глубинах во много сотен метров» (стр. 10 и 12).

Свои выводы А. Л. Яншин подкрепляет главным образом данными по Ишимбаевскому Предуралью, где, как известно, соленосные кунгурские отложения выполняют глубокие впадины между рифогенными артинскими массивами. Отложения ангидрита покрывают и вершины этих массивов.

Ссылаясь на А. А. Трофимука, И. В. Хворову, Д. В. Наливкина, А. А. Богданова, Н. М. Страхова и других исследователей, отмечающих, что в ряде районов отложения, подстилающие соленосные формации, являются относительно глубоководными, А. Л. Яншин (1961) оценивает начальную глубину кунгурского солеродного бассейна Ишимбаевского района в 600—800—1000—1200 *м*. Нельзя, однако, не отметить, что такому определению противоречит устанавливаемая исследователями история зарождения и развития самого бассейна, на чем А. Л. Яншин, к сожалению, не остановился.

В упомянутой А. Л. Яншиным работе А. А. Богданов (1947) действительно пишет, что формировавшиеся рифовые банки, острова и мели «круто обрывались на восток, в сторону относительно узкой, но местами очень глубокой лагуны, достигшей к концу нижнеартинского века глубины до 1000 *м*» (стр. 102), но возникший здесь позднее кунгурский солеродный бассейн имел уже совершенно иные глубины. Соглашаясь с Н. М. Страховым об условиях развития этого бассейна А. А. Богданов пишет: «В 1935 г. ...автор предполагал, что все неровности докунгурского рельефа, амплитуда которого достигала 300—500 *м*, были полностью скрыты под солеными лагунными водами, давшими начало образованию нижней ангидритовой свиты, плащеобразно покрывшей поверхность артинских известняков» (стр. 107). Однако новые данные показали, «что отдельные горизонты галогенных осадков не перекрывают, а прилегают к неровностям артинского рельефа» (стр. 107), причем «отложение ангидритов в кунгурской лагуне очень часто сопровождалось их перемывом. Большое количество и ничтожная глубина этих сугубо местных размывов, естественно, могут привести к выводу о том, что они *происходили в крайне мелководной обстановке* и, соответственно, что *садка ангидритов и солей происходила в условиях небольших* (10—20 *м*) глубин» (курсив наш.— *А. И.*). А. А. Богданов делает вывод, что «мощности галогенных осадков являются индикатором движений, сопровождавших их седиментацию. Накопление в двух разных пунктах 1000 и 100-метровой толщи вполне одновозрастных галогенных пород неопровержимо доказывает, что погружение первого пункта опередило второй на 900 *м* за время отложения галогенной толщи (стр. 108).

Д. В. Наливкин (1956, т. I) пишет, что «в конце артинской эпохи Предуральский прогиб представлял собой море с глубинами около 800—900 *м*, на дне которого высились громадные известковые массивы». При эпейрогеническом поднятии суши «вершины рифовых массивов поднялись над водой, а весь прогиб стал горько-соленым бассейном, но с глубинами около 500—600 *м*» (стр. 361). Делая такой вывод, Д. В. Наливкин сразу же задает вопрос, может ли происходить осаждение солей на дне бассейна такой большой глубины. Указывая, что в глубоком Мертвом море садка соли не происходит, Д. В. Наливкин допускает, что «при высыхании бассейна садка соли все же начиналась, но ход ее должен был резко отличаться от хода садки, наблюдающейся в современных условиях». К сожалению, последний вывод, в достаточной степени неопределенный, Д. В. Наливкин не уточняет.

В противоположность Ишимбаевскому, Среднеуральский соленосный бассейн, по Д. В. Наливкину, был мелководным, а временами высыхал полностью, заполняясь затем водой почти нормальной солености, а потом снова засолонялся.

Данные Н. М. Страхова (1947), касающиеся зарождения и развития кунгурского солеродного бассейна Ишимбаевского Предуралья, нельзя, как нам кажется, использовать для выводов о большой начальной глубине этого бассейна. Прежде всего, по Н. М. Страхову, контакт между соленосной толщей и подстилающими ее артинскими породами в разных частях территории различен, и именно в полосе развития рифов наблюдаются следы перерыва в осадконакоплении. Здесь соленосная толща ло-

жится на разные стратиграфические горизонты нижнеартинских отложений. Кроме того, история развития кунгурского солеродного бассейна, рассмотренная Н. М. Страховым, показывает, что зарождение этого бассейна совпало со значительным эпейрогеническим поднятием территории Предуральского прогиба, вследствие чего обнажились не только погребенные массивы, но и многие прилегающие к ним участки. Это затруднило доступ в прогиб морским водам и в условиях возраставшей аридности климата явилось причиной превращения нормального морского водоема в солеродный бассейн. В дальнейшем общее опускание Предуральского прогиба повлекло за собой расширение акватории солеродного бассейна и накопление осадков на все более и более высоких участках рельефа.

Еще конкретнее свои представления Н. М. Страхов изложил в работе, опубликованной в 1962 г., т. е. уже после выхода в свет статьи А. Л. Яншина (1961). Отмечая, что соленосный горизонт на бортах Бельской впадины залегает трансгрессивно и в начале заполнял лишь самые низкие ее части, перемещаясь на борта по мере погружения впадины, Н. М. Страхов пишет: «Такой механизм формирования соленосного горизонта, конечно, исключает представление об исходных глубинах бассейна в 1000 *м* с последующим их уменьшением. В действительности солеродный водоем был обычным мелководным, но постепенно трансгредировавшим на все большую площадь по мере разрастания погружений предгорной депресссии» (стр. 412).

И. В. Хворова (1947), выделяя среди сакмарских и нижнеартинских отложений Ишимбаевского Предуралья глубоководную фацию, прилегающую к рифогенным структурам, предполагает, что глубина моря к концу нижнеартинского времени в области развития глубоководной фации достигла, по-видимому, 1000 *м*. Вопрос о возможной глубине кунгурского солеродного бассейна И. В. Хворова не затрагивает.

Мы были вынуждены довольно подробно остановиться на рассмотрении высказываний ряда исследователей, так как эти высказывания нельзя не учитывать при анализе выводов А. Л. Яншина (1961) о глубине Ишимбаевского солеродного бассейна.

Нужно сказать, что в позднее опубликованной работе А. Л. Яншин (1964) подошел к определению глубин древних солеродных бассейнов несколько более дифференцированно. Соленосные формации по их внутреннему строению он подразделил на два типа: 1) формации, сложенные мощной толщей каменной соли, иногда увенчанной одним или несколькими калийными пластами. Типичным представителем их является Верхнекамская. «О таких толщах,— пишет А. Л. Яншин,— уверенно можно сказать, что их формирование началось в условиях некомпенсированного *сравнительно* (курсив наш.— *А. И.*) глубоководного прогиба, заполнявшегося осадками и становившегося мелководным в процессе соленакопления»; 2) формации, состоящие из большого количества незначительных по мощности циклов соленакопления, разделенных несоляными породами. К такому типу относятся, например, соленосные формации Припятского прогиба и Сибирской платформы. «О бассейнах, в которых образовались соленосные формации такого типа, мы уверенно можем сказать, что они всегда оставались сравнительно мелководными» (стр. 9).

К исследователям, рассматривающим древние морские солеродные бассейны как глубоководные образования, примкнул в последние годы М. П. Фивег (1964), в основном повторяющий точку зрения и выводы А. Л. Яншина (1961). До 1961 г. М. П. Фивег считал солеродные бассейны мелководными.

В основу приведенных в работе представлений М. П. Фивег (1964) положил все тот же Ишимбаевский район со ссылками на тех же исследователей, материалы которых свидетельствуют, что большинство из

них не придерживается представлений о глубоководности кунгурского солеродного бассейна этого района.

Что же касается эпейрогенических поднятий и опусканий, происходивших, по Н. М. Страхову (1947, 1962) и А. А. Богданову (1947), в области Ишимбаевского Предуралья в эпоху соленакопления, то «эти движения,— по мнению М. П. Фивега,— придумываются только для обоснования мелководности солеродных бассейнов» (стр. 66).

Перейдем к рассмотрению точки зрения исследователей которые отстаивают мелководность древних солеродных бассейнов. Нужно сказать, что их большинство, поэтому мы рассмотрим только некоторые работы.

Еще пятьдесят лет назад де Лонэ (de Launay, 1913), высказал предположение, что вместе с накоплением осадков происходит опускание участков земной коры; что и может обусловливать формирование мощных соленосных толщ.

Позднее У. Х. Твенхофел (1936) отмечал, что «не требуется массы воды с такими глубинами, какова мощность соли и ассоциирующих с ней осадков. Характер осадков не позволяет предполагать большие глубины, и нет необходимости утверждать, что отлагавшие воды были когда-нибудь глубокими... Накопление имело место в опускающемся бассейне, в котором воды были постоянно мелкими» (стр. 450).

С этой точкой зрения почти полностью совпадают высказывания Л. Б. Рухина (1953, 1959).

Специальное внимание этим вопросам уделил Н. М. Страхов (1962). Глубины древних солеродных бассейнов он рассматривает в соответствии с их морфогенетическими типами.

Лагунные бассейны имели глубины от нескольких метров до первых десятков метров.

Заливы карабогазского типа, достигавшие огромных размеров, как, например, мичиганский или московский, могли иметь глубины 50—60 *м*. Но наличие в соли формации Салайна в Мичиганском бассейне волноприбойных знаков свидетельствует о том, что по крайней мере краевая часть галитонакоплявшей котловины была мелководна и выдерживала сравнение с современными галитовыми озерами. Центральная часть впадины была глубже, но объективных критериев для оценки глубин нет.

О глубинах солеродных водоемов типа краевых частей эпиконтинентальных морей Н. М. Страхов приводит следующие данные и соображения. Мелководность периферических частей данково-лебедянского солеродного бассейна Московской синеклизы, где накапливались карбонатные породы, доказывается наличием в породах водорослей, оолитов, трещин высыхания, брекчий взламывания. В доломитах и ангидритах центральных частей водоема эти признаки исчезают, что указывает на глубоководность отложений. Отложения с водорослями возникли на глубинах менее 50—60 *м*, без водорослей — на глубинах более 60 *м*. «Таким образом, — заключает Н. М. Страхов, — глубины центральных частей Московской синеклизы в данково-лебедянское время... были заведомо больше 60 *м*, хотя нет никаких указаний на то, что они достигали 100—200 *м*» (стр. 411).

Цифрой 50—60 *м* Н. М. Страхов определяет глубину кембрийского солеродного бассейна Сибирской платформы в период формирования доломито-ангидритовых и соляных отложений.

Относительно солеродных заливов виррилского типа Н. М. Страхов ограничивается только примером Предкарпатского бассейна, ссылаясь при определении его глубины на наши данные (Иванов и Левицкий, 1960) и заключая, что «мелколинзовидный характер галититовых накоплений в Предкарпатском заливе мог возникнуть, конечно, на базе лишь небольших и уже потому весьма мелководных водоемов, на которые временами распадалась собственно солеродная часть залива» (стр. 411).

Внутриконтинентальные солеродные бассейны пермского периода, по Н. М. Страхову, отличались, вероятно, сложностью конфигурации дна, но надежных доказательств их глубоководности пока нет, и то, что сейчас известно, заставляет предполагать, что эти бассейны были не более глубоководными, чем краевые солеродные водоемы. Глубоководность бассейна Бельской впадины Н. М. Страхов отвергает, как об этом уже было сказано выше.

Рассмотрение затронутого вопроса Н. М. Страхов заканчивает таким общим выводом: «Морские солеродные бассейны геологического прошлого отличались чрезвычайным разнообразием как своих размеров, так и очертаний в плане, но глубины их варьировали гораздо меньше, укладываясь от нескольких метров до многих десятков их, вероятно, не свыше 100—200 *м*» (стр. 412—413), но при этом «накопление галититов вовсе не представляло собою простого заполнения готовой депрессии. Одновременно протекавшие погружения дна водоема играли первостепенную роль в возникновении галитов» (стр. 411).

Значительное место доказательству мелководности кембрийского солеродного бассейна Иркутского амфитеатра отводит в своем труде Я. К. Писарчик (1963). Правда, она не дает цифровых определений этой глубины. По ее данным, бассейн был мелководным, начиная с ушаковского времени и кончая литвинцевским. Доказывается это рядом признаков. Например, «широкое развитие тонкой параллельной, реже линзовидной и неясной косой слоистости, наличие знаков ряби и другие текстурные особенности говорят об образовании отложений (ушаковских.— *А. И.*) в условиях мелководья» (стр. 236). Верхнемотские отложения также характеризуются комплексом литологических и, в частности, текстурных признаков, свидетельствующих о мелководности всей зоны осадконакопления (стр. 251). В усольское время «почти вся территория Иркутского амфитеатра... превратилась... в огромную усыхающую лагуну» (стр. 259). «Петрографические особенности пород (отложившихся в это время.— *А. И.*), в частности, наличие водорослевых структур и признаков местного перерыва осадков (доломиты с обломочной структурой, гравелиты и конгломераты с доломитовым и ангидрито-доломитовым составом обломков) свидетельствуют о господстве режима неустойчивого мелководья. Общее обмеление было максимальным в моменты садки солей» (стр. 262).

Далее, «литологические особенности отложений бельской свиты, их вещественный состав, первичные структурные и текстурные признаки указывают на то, что осадконакопление происходило в мелководном бассейне с весьма изменчивой концентрацией солей в водах» (стр. 266—267). Наконец, «в начале литвинцевского (верхнеангарского) времени господствовал мелководный морской режим, сменившийся затем режимом осолоненной лагуны. Несомненна предельная мелководность данной лагунной зоны. Об этом говорит наличие седиментационных карбонатных брекчий в верхней подсвите литвинцевской свиты» (стр. 281).

Рассматривая вопрос о глубинах кембрийского солеродного бассейна Иркутского амфитеатра, М. А. Жарков (1965) приходит к выводу, что глубина бассейна менялась как в пространстве, так и во времени. Известняково-доломитовая толща, распространенная в предгорьях Восточного Саяна, Западного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Витимо-Патомского нагорья, фациально замещающая соленосную толщу второй половины нижнего кембрия, «накапливалась в мелководных условиях, тогда как в это же время в солеродной области карбонатные породы осаждались преимущественно хемогенным путем на большой глубине» (стр. 74—76). Накопление карбонатов в солеродной области не компенсировало прогибание. В это время здесь создавались не компенсированные осадками и относительно глубокие депрессии, которые в последующем заполнялись каменной солью. «Как можно судить по мощностям

пластов каменной соли,— пишет М. А. Жарков,— глубина депрессий в кембрийское время не превышала 50—60 и редко 100 *м*. После того как депрессии заполнялись солью, вновь наступал период осаждения карбонатов, когда подготавливалась новая пологая, не заполненная осадками впадина для последующего соленакопления» (стр. 80).

Учитывая, что весь разрез соленосной формации Иркутского амфитеатра представлен многократно чередующимися пачками и пластами каменной соли и ангидрито-карбонатных пород, из концепции М. А. Жаркова следует, что времени накопления каждой из многочисленных пачек каменной соли отвечала более или менее длительная пауза в ходе прогибания площади бассейна, а во время формирования каждой карбонатной пачки, наоборот, темп и глубина прогибания возрастали настолько, что создавались некомпенсированные впадины, причем разной глубины, если измерять ее мощностями пачек каменной соли, как это делает М. А. Жарков.

В этих построениях М. А. Жаркова нельзя не видеть искусственности, и нам они не представляются убедительными. Возможно, это происходит из-за слишком схематичного освещения автором данной проблемы.

Вопрос о возможной глубине бассейнов, в которых происходила кристаллизация калийных солей, рассмотрен М. Г. Валяшко (1962). Исходя из предположения, что главная масса сильвина выделяется при охлаждении, М. Г. Валяшко полагает, что мощности годовых прослоев сильвина могут служить мерилом глубины бассейна. Соответствующие вычисления показывают, что, например, в Верхнекамском месторождении глубина рапы при садке сильвинита колебалась от 1 до 8 *м*, составляя большей частью 2—3 *м*. Такие же глубины вычислены для Эльзасского месторождения. Поэтому М. Г. Валяшко делает вывод, что «глубина в 5—6 *м* была обычной для бассейнов, садивших калийные соли. То, что при таких ничтожной глубине образовались отложения мощностью 100 *м*, свидетельствует лишь об интенсивности прогибания данного участка бассейна» (стр. 333).

В 3—5 *м* определяет Ю. И. Лупинович (1965) глубину Старобинского солеродного бассейна во время образования нижней сильвинитовой зоны третьего горизонта.

Только при условии мелководности солеродного бассейна может быть справедлива интересная трактовка В. А. Вахромеевой (1964) генезиса мелких линзовидных включений каменной соли в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения.

Отмеченные Я. К. Писарчик (1963) различные литолого-батиметрические признаки, свидетельствующие о глубине образования осадков в кембрийском солеродном бассейне, обнаружены рядом исследователей в соленосных отложениях и других бассейнов: миоценовом Предкарпатском (Вялов и Флеров, 1953; Иванов и Левицкий, 1960), верхнедевонском Московской синеклизы (Махлаев, 1959; Страхов, 1962), верхнедевонском Припятского прогиба (Кириков, 1964; Лупинович и Кислик, 1965). По сообщению С. М. Кореневского, в центральных частях Бахмутской котловины маркирующий карбонатный горизонт S_3 местами сложен оолитовым известняком, причем выше и ниже этого горизонта залегают мощные пачки каменной соли. Вполне возможно, что образования, подобные отмеченным, имеются и в отложениях других солеродных бассейнов, но на них не было обращено специального внимания.

Итак, следовательно, к таким признакам относятся: заполнения трещин усыхания, следы внутриформационных размывов, брекчии седиментации и взламывания, местные перерывы в осадконакоплении, иероглифы, следы дождевых капель и наземных животных, глиптоморфозы по соляным минералам, наличие водорослей и водорослевых структур, волноприбойные знаки и следы мелкой и крупной волновой ряби, оолитовая структура, косая слоистость.

Многие из этих признаков непосредственно указывают на мелководные условия образования содержащих их отложений, другие свидетельствуют о весьма умеренной или умеренной глубине бассейна (Страхов, 1957). Характерно при этом, что упомянутые литолого-батиметрические знаки встречаются на разных уровнях стратиграфического разреза соленосных отложений, подтверждая этим, что небольшие глубины солеродного бассейна существовали на разных этапах его развития, а не только в конце формирования отложений, как думают некоторые исследователи.

Остановимся подробнее на характеристике волноприбойных знаков и следов волновой ряби, наблюдающихся в галогенных породах.

Вероятно, к одному из первых указаний о волноприбойных знаках в солях относится краткое сообщение Е. Циммерманна (Zimmermann, 1908), наблюдавшего их в керне каменной соли, вскрытой глубокой скважиной около Шмитца в Гессене. В керне на протяжении 12 *см* наблюдаются очень хорошо выраженные слои с волноприбойными бороздами. Автор связывает их происхождение с перемещением зерен выпавшей рыхлой соли при волновых движениях рассола, слой которого был очень неглубоким. В ископаемом состоянии слои соли с волноприбойными знаками сохранились благодаря чередованию их с очень тонкими, в лист бумаги, прослоями ангидрита.

В силурийской формации Салайна волноприбойные знаки в каменной соли наблюдались Д. В. Кауфманном и К. Б. Слаусоном (Kaufmann, Slawson, 1950) в подземных выработках Детройтского рудника в штате Мичиган. Они обнаружены в семи слоях в стенке целика соли и на потолке. Для волн характерна сглаженность гребней и симметричность строения. Расстояния между гребнями колеблются от 15 до 32 *см* и от 6 до 20 *см* при глубине чаще всего около 1 *см*. Характерна выдержанность простирания волн. Слои с волноприбойными знаками имеют тонкозернистое строение и сложены плохо сцементированными кубическими и округлыми кристаллами галита диаметром 0,5—5 *мм*. Эти слои подстилаются и покрываются слоями чистой белой монолитной соли.

Авторы высказывают предположение, что знаки ряби образовались при воздействии волн рассола на рыхлую соль. Этот процесс происходил на некотором расстоянии от береговой линии.

Интересно отметить, что в краевой части Мичиганского бассейна широко развиты мощные рифогенные структуры (Sanford, 1965), соотношения между которыми и соленосной формацией Салайна напоминают соотношения формации Бельской впадины.

Ю. И. Лупинович и В. З. Кислик (1965) наблюдали знаки ряби на глинистом слое второго калийного горизонта в кровле подземных выработок первого Солигорского комбината. Исследования показали, что рябь в глинистом слое является негативным отпечатком волнистой поверхности лежащего ниже слоя каменной соли. Этот слой сложен мелкозернистым, так называемым песчаниковидным галитом и имеет мощность 0,5—1,5 *см*. Гребни и впадины ряби закономерно чередуются и прослеживаются на сотни метров, имея выдержанное простирание. Знаки ряби имеют симметричное строение, длина волны от 7 до 11 *см*, а высота гребней около 1 *см*. По своему типу это образование относится к ряби волнения.

Авторы предполагают, что формирование ряби в соляном осадке происходило под действием волн в прибрежной части солеродного водоема. Однако, по данным Ю. И. Лупиновича, недавно подобные образования ряби обнаружены в соляных пластах в горных выработках второго Солигорского комбината, площадь которого расположена значительно дальше от прибрежной части бассейна. Следовательно, знаки ряби имеют региональное распространение и образовывались не только в прибрежных, но и во внутренних частях солеродного бассейна.

Сходство знаков ряби в солях, наблюдаемых в Старобинской соле-

носной формации и формации Салайна, указывает на то, что образование их происходило в близких условиях и вызывалось одинаковыми причинами.

В 1958 г. при изучении района Шедокского месторождения каменной соли в Северном Предкавказье мы вместе с Ю. Ф. Левицким и Г. А. Дмитриевым наблюдали ребристые образования типа волноприбойных знаков на плоскостях наслоения гипсовых пород в Шедокском карьере. Расстояние между гребешками волн около 1 *см*, глубина желобков до 0,5 *см*. Борозды расположены более или менее параллельно. Здесь же наблюдаются образования, похожие на отпечатки капель дождя.

Волноприбойные знаки, как известно, образуются на разной глубине. Д. В. Наливкин (1956) указывает, что «глубина развития волноприбойных знаков весьма различна — от зоны прилива и отлива до глубины 100—200 *м*» (т. I, стр. 101). В другом месте он пишет, что «волноприбойные знаки возникают на глубинах до 100 *м*, но чаще всего связаны с глубинами от 0 до 10—15 *м*» (т. II, стр. 350).

Как уже указывалось, одним из основных аргументов, выдвигаемых А. Л. Яншиным и некоторыми другими исследователями в обоснование взглядов о большой начальной глубоководности древних солеродных бассейнов, служит большая скорость накопления солей и отсутствие причинной связи (синхроничности) между скоростью прогибания и концентрацией рассолов, приводящей к садке солей.

Касаясь совершенно другой области осадконакопления, А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий (1960) рассматривают вопрос о связи между скоростью прогибания и накоплением осадков с иных позиций. Авторы отмечают, что «угленосные бассейны параллического типа, т. е. такие, в которых континентальные отложения переслаиваются с мелководными морскими, являются наиболее идеальным примером крупных компенсированных прогибов, в которых положение поверхности осадконакопления все время лишь незначительно отклонялось от уровня мирового океана» (стр. 186). Образование мощных пластов и линз угля является примером исключительно точной компенсации прогибания накоплением осадков на локальной площади. «Самый мощный торфяник,— пишут эти исследователи,— при отсутствии прогибания может дать пласт угля мощностью не более 1 *м*. Между тем пласты угля мощностью в 20—30 *м* распространены достаточно широко». Все дело в том, что «накопление огромной мощности чистого торфа могло происходить лишь при условии очень точной компенсации прогибания ростом торфяника» (стр. 187).

Близкий пример полной компенсации прогибания породообразованием дают, по А. Л. Яншину и Р. Г. Гарецкому, коралловые рифы. «Огромные мощности рифовых известняков,— пишут они,— могут быть объяснены только длительным прогибанием их основания и постоянной надстройкой рифового сооружения, которая очень точно компенсировала это прогибание» (стр. 188).

Приведенные примеры полной компенсации прогибания осадконакоплением, вероятно, могут быть в какой-то мере распространены и на условия формирования мощных соляных месторождений, хотя, конечно, обстановка и среда осадконакопления в каждом из этих случаев были разными.

Рассматривая вопрос о глубинах древних солеродных бассейнов, мы не можем оставить без внимания современные соляные и солеродные водоемы, хотя и рискуем при этом вновь подвергнуться критике за якобы формальное применение принципа актуализма (Яншин, 1961). Нельзя не согласиться с М. Г. Валяшко (1962), что «целый ряд особенностей этих месторождений (Предкарпатских.— *А. И.*) находит себе удовлетворительное объяснение, если опираться на закономерности развития современных самосадочных водоемов. Больше того, можно сказать, что разобраться в особенностях строения и условиях образования ряда линз

вряд ли удалось бы, если бы мы не знали процессов развития современных солевых водоемов» (стр. 307).

Обратимся к Мертвому морю, которое иногда необоснованно рассматривается как пример современного соленакопления (а не засолонения!) в глубоководных условиях. Правильно разобраться в этом вопросе помогает работа И. К. Бентора (Bentor, 1961).

Акватория Мертвого моря составляет 1001 *км*^{2}; поверхность его лежит на 400 *м* ниже уровня Средиземного моря. Море состоит из двух частей — северной и южной, разделенных подводной плоской возвышенностью, протягивающейся от оконечности полуострова Лисан на восточном берегу моря до западного его берега. В пределах этой возвышенности глубина моря составляет только несколько метров. Северная часть моря площадью 757 *км*^{2} — глубоководная, с глубинами до 400 *м* в восточной части. Южная часть — площадью 244 *км*^{2} — мелководная, с глубинами, редко превышающими 10 *м*.

Современное Мертвое море возникло в позднеплейстоценовое время в глубокой части Иордано-Аравийского грабена, ранее занятого огромным оз. Лисан. Перед формированием Мертвого моря оз. Лисан полностью высохло. Осадки его представлены слабо сцементированным илисто-глинистым карбонатным материалом, местами отмечается гипс, но соль отсутствует. Следами оз. Лисан являются 17 регрессивных террас на крутых восточном и западном берегах с отметками до 220 *м* выше уровня Мертвого моря.

Возможно, как отмечает И. К. Бентор, какие-то реликты минерализованной воды оз. Лисан сохранились перед формированием Мертвого моря, и очень небольшая часть солей, растворенных в воде моря, была унаследована от оз. Лисан, но главная масса солей принесена в Мертвое море реками, временными потоками и соляными источниками. Если все соли приносились только р. Иорданом, то для аккумуляции наблюдающегося их содержания в воде моря потребовалось 60—70 тыс. лет. С учетом же привноса солей источниками эта цифра должна быть уменьшена до 12 тыс. лет. При своих расчетах И. К. Бентор принимает последнюю цифру.

Состав солей, растворенных в воде Мертвого моря, характеризует таблица.

Место отбора пробы воды	Удельный вес	Содержание, *г/л*									
		Na	K	Rb	Ca	Mg	Cl	Br	SO_4	HCO_3	Всего
Поверхностная вода	1,16	33,5	6,3	0,06	13,0	34,5	180,0	4,1	0,9	0,2	273,4
Средний состав	1,21	34,9	7,5	0,06	15,8	41,9	208,0	5,9	0,5	0,2	315,0

Ни в одной части Мертвого моря в настоящее время насыщения воды хлористым натрием и другими солями не наблюдается, и поэтому их кристаллизации не происходит. Тем более интересен сообщаемый И. К. Бентором факт, что в центральной части южного мелководного бассейна Мертвого моря бурением вскрыта 100-метровая толща пористой каменной соли с примесью гипса и тонкими прослоями глины, залегающая под слоем поверхностного ила мощностью 40 *см*. Забой скважины находится в этой толще.

Приведенные выше данные о строении южного бассейна и характере его сочленения с северным позволяют рассматривать его как солеродный участок Мертвого моря, где благодаря мелководности создавались условия для осаждения поваренной соли. Напрашивается мысль о некоторой

возможности сравнения этой обстановки с современными условиями Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол.

И. К. Бентор отмечает, что небольшое понижение уровня Мертвого моря отразится эффективнее в южном бассейне, чем в северном. При испарении воды в мелководной южной части вновь начнется садка поваренной соли, и этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока между северным и южным бассейнами не установится более свободное сообщение при повышении уровня моря. Эти явления, вероятно, и были зафиксированы упомянутой буровой скважиной.

Что касается глубоководного северного бассейна Мертвого моря, то мы не решаемся присоединиться к смелому выводу, что «при поддержании отрицательного баланса по воде через небольшой промежуток времени в глубоководной части бассейна может начаться садка галита» (Фивег, 1964, стр. 64).

Ограничиваясь примером Мертвого моря, мы, однако, не считаем, что при решении поставленного вопроса не могут быть привлечены и другие примеры соленакопления в современных солеродных бассейнах. В современную эпоху нет той тектонической и ландшафтной обстановки, которая обеспечивала в прошлом формирование соляных месторождений огромного распространения в плане и мощностью во много десятков и сотен метров. Однако и в прошлом существовали солеродные бассейны, которые по своим масштабам вполне сравнимы с современными. Кроме того, сравнение можно проводить и по тем природным факторам, которые были и в прошлом и в настоящем обязательными для поступательного развития процессов галогенеза. Едва ли можно оспаривать, что для этого всегда были необходимы такие условия, как наличие аридного климата, соответствующий режим водного питания солеродного бассейна при его бессточности и расположении в соответствующей ландшафтной обстановке, наличие источников соляного питания и т. д. Наконец, и законы физико-химических равновесий, которым подчиняются и которые регулируют процессы кристаллизации солей из природных растворов, едва ли были в прежние геологические эпохи иными или менялись от эпохи к эпохе. Свидетельством постоянства законов кристаллизации солей из растворов служит хотя бы тот факт, что комплексы соляных минералов и их парагенезисы практически не меняются от кембрия до наших дней (Иванов, 1953).

Поэтому и фактор глубины современных солеродных бассейнов, как правило, весьма мелководных, может и должен быть принят во внимание при решении вопроса о глубинах солеродных бассейнов прошлых геологических эпох.

При решении вопроса о возможности формирования мощной ископаемой соленосной формации в глубокой некомпенсированной впадине, но в мелководных условиях, нам кажется необходимо учитывать режим водного питания бассейна и баланс притока и испарения. Размер притока в солеродный бассейн, компенсировавшийся испарением, вероятно, был такой, что глубокая впадина не заполнялась «до краев», благодаря чему бассейн оставался мелководным и уровень рапы находился ниже уровня морского водоема. Эта принципиальная схема нуждается, конечно, в детальной разработке, но, кажется, что она позволит с меньшими натяжками решить также вопрос о продолжительности формирования соленосных толщ сложного строения, представленных чередующимися пачками и слоями соляных и глинисто-карбонатных пород.

Однако нам представляется, что образование мощных соленосных формаций в глубоких некомпенсированных прогибах, если и происходило, то было редким исключением, а не правилом. Подавляющее большинство соленосных формаций образовалось в условиях компенсации прогибания осадконакоплением. Но как в первом, так и во втором случае накопление соленосных осадков происходило в мелководных условиях.

Основные выводы, которые можно сделать на основании рассмотренных материалов, следующие.

1. Для решения вопроса о глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого прямым путем критерии пока не разработаны.

2. Идея глубоководности солеродных бассейнов не представляется нам убедительной.

3. Образование соленосных формаций в мелководной обстановке солеродного бассейна подтверждается рядом литолого-батиметрических признаков, природными условиями кристаллизации солей, данными о связи между галогенной седиментацией и тектоническим прогибанием территории, а также до некоторой степени особенностями соленакопления в современных солеродных бассейнах.

4. Несмотря на высказанные соображения, вопрос о глубинах древних солеродных бассейнов не может считаться разрешенным и требует дальнейшего изучения и целеустремленного сбора фактического материала.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Мат-лы к познанию геол. строения СССР. Изд. МОИП. Нов. сер., вып. 7(11), 1947.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд. МГУ, 1962.

Вахрамеева В. А. Линзовидные включения каменной соли в сильвинитовых пластах А и Б Верхнекамского месторождения, как явления локального диагенеза. Тр. ВНИИГалургии, вып. 45, 1964

Вялов О. С., Флеров К. К. Новые находки следов позвоночных животных в добротовских слоях Предкарпатья. Докл. АН СССР, т. 90, № 3, 1953.

Герасимов Н. П. Геологическое строение Восточной нефтеносной области. Изд. АН СССР, 1940.

Герасимов Н. П. Кунгурский ярус Камского Приуралья. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 7, вып. 1, 1952.

Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности. В кн. «Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности. Изд. «Наука», 1965.

Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат, 1953.

Иванов А. А. и Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 35, 1960.

Кириков В. П. Строение и условия формирования галогенных толщ Припятского прогиба. Автореф. канд. дисс., ВСЕГЕИ, 1964.

Лупинович Ю. И. Геологическое строение, петрография и условия образования 3 калийного горизонта Старобинского месторождения. Автореф. канд. дис., АН БССР, 1965.

Лупинович Ю. И., Кислик В. З. О знаках ряби в каменной соли второго калийного горизонта Старобинского месторождения. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.

Махлаев В. Г. Цикличность строения данково-лебедянских слоев в центральном девонском поле. Изв. высш. уч. завед., геол. и разведка, № 10, 1959.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II. Изд. АН СССР, 1956.

Наливкин В. Д. и Форш Н. Н. Пермский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». Изд. «Недра», 1964.

Николаев В. И. Несколько соображений и данных по вопросу о происхождении соликамских бессульфатных калиевых месторождений. Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР, т. 7, 1935.

Николаев В. И. Выступление в прениях по проблеме бора и калия. Сб. «Большая Эмба», т. I. Изд. АН СССР, 1937.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 89, 1963.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.

Страхов Н. М. Геология кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. «Мат-лы к познанию геол. строения СССР». Нов. сер., вып. 5(9), 1947.

Страхов Н. М. Детали реконструкции физико-географической обстановки в древних морских водоемах. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. II. Госгеолтехиздат, 1957.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
Фивег М. П. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий. Тр. ВНИИГалургии, вып. 45, 1964.
Хворова И. В. Батиальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Докл. АН СССР, т. 57, № 9, 1947.
Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. Геология и геофизика, № 1, 1961.
Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, № 5, 1964.
Яншин А. Л. и Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. I. Изд. АН СССР, 1960.
Bentor Y. K. Some geochemical aspects of the Dead See and the question of its age. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 25, N 4, 1961.
Bishof F. Die Steinsalzwerke bei Stassfurt. Halle, 1864.
Kaufmann D. W. and Slawson C. B. Ripplé mark in rock salt of the Salina formation. J. Geology, v. 58, N 1, 1950.
Kühn R. Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 105, t. 4, 1955.
De Launay L. Gîtes minéraux et métalliféres, Paris, 1913.
Richter-Bernburg G. Über salinare Sedimentation. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 105, t. 4, 1953.
Sanford B. V. Salina salt beds southwestern Ontario. Geol. Survey Canada, P. 65.9, 1965.
Zimmermann E. Steinsalz. mit Wellenfurchen bei Schlitz in Hesen Monatsberichte Dtsch. Geol. Ges., B. 60, N 1, 1908.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
16.II.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 553.633

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ И СТРОНЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА

Т. Ф. БОЙКО, Д. В. БУЙНЕВИЧ

I. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение одним из авторов (Бойко, 1966) распределения редких элементов, (Li, Rb, Cs, Sr, Be, Cd, B, Sc, Ga, In, Tl, TR, Ge, Zr, Re, Nb, Ta, Se, Te) в ископаемых и современных соленосных отложениях СССР и других стран, относящихся к различным галогенным формациям, неодинаковых по возрасту и образовавшихся в солеродных бассейнах различного гидрохимического класса, вскрыло весьма существенную особенность. Элементы одной группы, численно большей (Li, Be, Cd, Sc, Ga, In, TR, Ge, Zr, Nb, Ta, Se, Te, Re), довольно характерным представителем которой является литий, практически не встречены в чисто хемогенных осадках, соответствующих даже самым высоким ступеням концентрации рассолов. Однако большинство из них все же присутствует в соленосных толщах. Эти элементы приурочены к глинисто-песчаному материалу соленосных глин (галопелитов) и мергелей. Но происхождение их в основном аллохтонное, элементы ассоциировались с терригенными образованиями еще в зоне выветривания, до поступления в бассейны седиментации.

Элементы другой группы (Rb, Cs, Tl, Sr, B) связаны как с соленосными глинами и мергелями так и с самими солями, по крайней мере с некоторыми из них. Их присутствие в эвапоритах объясняется процессами изоморфизма (Rb, Cs, Tl — в калийсодержащих минералах, Sr — в кальциевых) или примесью собственных соединений (для бора — бораты, для стронция — целестин, стронцианит, стронциевые бораты). Можно было предположить, что распределение представителей редких компонентов второй группы между твердой и жидкой фазами при отложении солей характеризуется большей сложностью.

После получения данных о содержании редких элементов в минералах и породах галогенных толщ казалось весьма желательным проследить поведение характерных элементов обеих групп непосредственно в процессе хемогенной седиментации на примере какого-либо природного солеродного бассейна. Наиболее благоприятным для этой цели объектом представлялся залив Кара-Богаз-Гол, относящийся к солеосаждающим водоемам сульфатного гидрохимического класса (Валяшко, 1939), наиболее распространенным как в прошлые эпохи, так и в настоящее время. Следовательно, данные о поведении редких элементов в процессе концентрирования его рассолов, строго говоря, могут быть использованы только для характеристики сульфатного типа галогенеза (Валяшко, 1961). Однако наши материалы по распределению редких элементов первой группы в соленосных отложениях, являющихся продуктом всех

трех типов галогенеза (сульфатного, хлоридного и карбонатного) не показывают каких-либо отличий или заметной специфики какого-нибудь определенного типа. Речь может идти только об особенностях поведения в различных типах галогенеза элементов второй группы. Основное внимание в этой статье уделяется сульфатному типу галогенеза, который обычно и отождествляется с галогенезом вообще.

Степень концентрации рассолов Кара-Богаз-Гола неодинакова на всей его акватории, по этому признаку в нем выделяется несколько зон. Эта неоднородность рапы зависит от двух основных факторов: опресняющего влияния Каспийского моря на западе и более интенсивного испарения у восточного, юго- и северо-восточного побережья, т. е. определяется балансом воды солеродного бассейна. Донные отложения водоема представлены в основном хемогенными осадками. В течение 1960—1961 гг. было отобрано 4 пробы рассолов залива различной степени концентрации, состав которых отвечает нескольким точкам процесса галогенеза:

Проба № 1 отвечает началу садки галита; представляет собой рассолы залива, отобранные у его западного побережья, севернее пролива Кара-Богаз-Гол.

Проба № 2 соответствует началу садки магниевых сульфатов, астраханита и эпсомита; это — рассолы залива, отобранные у восточного побережья, в районе Ходжа-Су.

Проба № 3 соответствует точке, близкой началу отложения калийных солей (карналлита); представляет собой сконцентрированные при естественном испарении в условиях Кара-Богаз-Гола рассолы залива, отобранные в той же точке, что и проба № 1.

Проба № 4 отвечает этапу отложения хлорида магния (бишофита), отобрана из котловины 2а, расположенной на северо-западном побережье Кара-Богаз-Гола. В нее поступали рассолы залива после садки мирабилита. В котловине они испытали длительное естественное испарение.

Таблица 1

Состав рассолов и содержание в них редких щелочей и стронция (вес. %)

	Na	K	Rb	Cs	Li	Mg	Ca	Sr	SO_4	Cl	HCO_3+CO_3	Сумма солей
Океан	1,05	0,038	$0,12\cdot10^{-4}$	$0,0005\cdot10^{-4}$	$0,2\cdot10^{-4}$	0,130	0,040	$8\cdot10^{-4}$	0,265	1,90	0,015	3,5
Каспийское море	0,3372	0,0083	$<0,05\cdot10^{-4}$*	$<0,05\cdot10^{-4}$*	$0,2\cdot10^{-4}$?	0,0765	0,034	$7,7\cdot10^{-4}$*	0,315	0,554	0,023	1,35
Залив Кара-Богаз-Гол												
Проба 1	5,11	0,46	$1,0\cdot10^{-4}$	$<0,5\cdot10^{-4}$	$14\cdot10^{-4}$	3,26	0,01	$8,4\cdot10^{-4}$	6,11	13,11	0,068	23,13
» 2	3,56	0,73	$1,2\cdot10^{-4}$	$<0,5\cdot10^{-4}$	$19\cdot10^{-4}$	4,62	0,007	$4,4\cdot10^{-4}$	7,67	13,68	0,10	30,36
» 3	1,97	1,01	$1,6\cdot10^{-4}$	$<0,5\cdot10^{-4}$	$32\cdot10^{-4}$	6,16	0,005	$3,3\cdot10^{-4}$	8,15	15,71	0,125	33,12
» 4	0,30	0,06	$<0,5\cdot10^{-4}$	$0,9\cdot10^{-4}$(?)	$56\cdot10^{-4}$	9,65	0,0021	$0,73\cdot10^{-4}$	1,32	25,48	0,220	37,03

*Определение лития и стронция в воде Каспийского моря выполнено в лаборатории фотометрии пламени ИМГРЭ, а цифры по рубидию и цезию приведены по материалам Т. Ф. Боровик-Романовой (1946).

В каждой пробе обычными методами определялись Na, K, Mg, Cl, SO_4, HCO_3^1. Результаты анализов представлены в табл. 1. Там же помещен анализ воды Каспийского моря из пролива Кара-Богаз-Гол (Буйневич и др., 1959) и состав океанической воды по Б. Мейсону (Mason, 1952) и Дж. Грину (Green, 1959). Кроме того, сухой остаток рассолов залива Кара-Богаз-Гол (проба № 1 и проба № 4) был подвергнут в лаборатории спектрального анализа ИМГРЭ количественному спектральному анализу на бор и таллий.

II. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТИЯ

По данным табл. 1 видно, что содержание лития в рассолах закономерно увеличивается по мере роста их солености. На интервале концентрирования рапы от точки, характеризуемой пробой № 1 (сумма солей=28%), до точки, характеризуемой пробой № 4 (сумма солей= =37%), в осадок перешла подавляющая часть галита, сульфатов натрия и магния, карналлита и других солей, а также выкристаллизовалась часть бишофита. В растворе осталось в основном два компонента — Mg и Cl. В то же время содержание лития в пробе № 4 по сравнению с пробой № 1 возросло в 4 раза, что вполне соответствует примерно четырехкратному уменьшению веса рассолов на этой стадии в результате испарения воды и выпадения солей (Ильинский, 1948). В соответствии с отмеченным фактом элемент распределяется и в соленых озерах различного гидрохимического класса. Содержание в них лития находится в прямой зависимости от степени минерализации озерных вод, увеличиваясь с ростом их солености в абсолютном, а после начала садки легкорастворимых солей и в относительном ($Li \cdot 10^{-4}/\Sigma$ солей) значении (Бойко, 1966_1).

Относительное накопление элемента в рассолах в процессе их испарения хорошо согласуется с нашими данными по количественному определению лития в эвапоритах из ископаемых и современных галогенных формаций различных районов, в том числе и из залива Кара-Богаз-Гол (табл. 2). Содержание элемента в этих образованиях меньше 0,0005% (5 *г/т*). Только в том случае, если соли загрязнены глинисто-песчаным материалом, который всегда содержит литий, можно обнаружить значительно большие цифры, величина которых зависит от количества и характера примеси. Накопление лития в рассолах бассейнов различного химизма и отсутствие заметного его количества в твердой солевой фазе свидетельствует, очевидно, что элемент при тех содержаниях, с которыми мы имеем дело в солеродных водоемах, не образует собственных соединений во всех типах галогенеза и весьма незначительно рассеивается в минералах эвапоритов. Следы лития, определяемые в ряде случаев в чистых солях, связаны, вероятно, в основном с находящимися в них включениями материнских рассолов.

Такое поведение элемента находится в полном соответствии с экспериментальными данными изотерм растворимости тройных и четверных солевых систем, в которых присутствует хлорид, карбонат или сульфат Li, соответствующие соли одного или двух щелочных или щелочноземельных металлов и H_2O (Блидин, 1953; Уразов, Лифатова, 1944; Воскресенская, Янатьева, 1937; Лепешков и др., 1958, 1959, 1960—1962; Шевчук, 1961, 1962; Дружинин и др., 1964). Литий переходит в осадок в виде собственной соли, а также двойной или тройной соли (литиевый карналлит — LiCl. $MgCl_2 \cdot 7H_2O$, двойные и тройные сульфаты с Na, NH_4,

---

[1] Анализы выполнялись в Ин-те общей и неорганической химии АН СССР. Содержание лития, рубидия, цезия, стронция, а также кальция устанавливалось на пламенном фотометре с воздушно-ацетиленовым пламенем в Ин-те минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, в лаборатории Е. А. Фабриковой.

Таблица 2

Содержание редких щелочей и стронция в минералах и породах соленосных отложений бассейнов различного гидрохимического класса, в *г/т* ($n \cdot 10^{-4}\%$) (Т. Ф. Бойко)

Минералы, породы	Li	Rb	Cs	Sr
Глины соленосных отложений (галопелиты)	48 (14)	100 (10)	<5 (12)	520 (70—800) (17)
Мергели	7 (1)	10 (1)	<1 (2)	710—2800 (2)
Карбонаты				
Известняки и доломиты	<5 (6)	<1 (4)	<1 (4)	500—1500 (21)
Трона	<5 (1)	<5 (1)	—	<10 (1)
Сульфаты				
Целестин	<5 (1)	<5 (1)	<5 (1)	420000 (1)
Гипс	<5 (7)	<1 (3)	<1 (3)	85—2290 (7)
Ангидрит	<5 (11)	<1 (5)	<1 (5)	1500 (15)
Глауберит	<5 (2)	<1 (2)	<1 (2)	1600 (2)
Мирабилит	<5 (2)	<1 (2)	<1 (2)	<5 (1)
Тенардит	<1 (2)	<1 (2)	<1 (2)	9 (1)
Левеит	<5 (1)	<5 (1)	—	<5 (1)
Астраханит	<1 (1)	<5 (1)	—	<5 (1)
Гергеит	<5 (1)	<5 (1)	<5 (1)	1500 (1)
Полигалит	<5 (7)	~5 (8)	<5 (1)	2300 (8)
Каинит	<5 (3)	<5—120(3)	<5 (3)	<5 (3)
Ганксит	<5 (1)	<5 (1)	—	<5 (1)
Лангбейнит	<5 (4)	<5—30 (4)	<5 (3)	<5 (2)
Леонит	<5 (2)	<5— 6 (2)	<5 (1)	9 (1)
Кизерит	<5 (1)	<1 (2)	<5 (2)	10—70 (2)
Эпсомит	<1 (1)	<5 (1)	—	<5 (1)
Шенит	<1 (1)	7 (1)	<5 (1)	<5 (1)
Хлориды				
Галит	<5 (50)	<1 (34)	<1 (20)	<5 (16)
Сильвин	<1 (17)	<5—20?(23)	<5 (11)	<10 (9)
Карналлит	<1 (28)	100 (99)	<1—2 (73)	<5 (23)
Бишофит	<1 (2)	<1 (2)	<5 (2)	17 (1)
Бораты				
Калиборит	<5 (2)	<5—6 (2)	—	<5 (1)
Ашарит	<5 (1)	<5 (7)	<5 (7)	80—12000 (5)
Преображенскит	<5 (4)	<5 (4)	<5 (4)	50 (4)
Гидроборацит	<5 (13)	<5 (13)	<5 (13)	60—10000 (13)
Иниоит	<5 (8)	<5 (8)	<5 (8)	85—900 (7)
Колеманит	<5 (2)	<5 (2)	<5 (2)	1100 (2)
Пандермит	<5 (2)	<5 (2)	<5 (2)	40 (1)
Улексит	<5 (13)	<5 (14)	<5 (13)	70—1100 (14)
Бура	<5 (1)	<5 (1)	—	—
Среднее содержание в литосфере	32	150	3,7	340
Морская вода (*г/т*)	0,2	0,12	0,0005	8
Речная вода (*г/т*)	0,0011	0,0015	<0,0001	0,06
Коэффициент водной миграции				
Среднее содержание в речной воде / Среднее содержание в литосфере	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$\sim 1 \cdot 10^{-5}$	$17 \cdot 10^{-5}$

Примечания. 1. Исследовались большинство ископаемых и ряд современных месторождений солей СССР, а также эвапориты из месторождений США, ГДР, ФРГ, Австрии, Испании, ОАР, Китая и др. стран.

2. Цифры в скобках означают число анализировавшихся проб (в подавляющем большинстве случаев анализировались средние пробы). В пробы эвапоритов включался только чистый материал, лишенный песчано-глинистой примеси.

3. Прочерк свидетельствует о том, что элемент не определялся.

4. Среднее содержание элементов в литосфере дано по А. П. Виноградову (1962), содержание редких элементов в океанической воде по И. Грину (Green, 1959), а в речных водах по У. Дюрему, И. Хэфти (Durum Hafity, 1961, 1963) и Д. А. Ливингстоуну (Livingstone, 1963)

K) только при значительных его содержаниях в растворе (нижний предел 0,2% Li), которые в солеродных водоемах не наблюдаются. Необходимость высоких концентраций объясняется относительно хорошей растворимостью LiCl и Li_2SO_4 (более чем в 2 раза превышающей, к примеру, растворимость аналогичных соединений Na и K). В насыщенном растворе карбоната лития при 20° содержание элемента равняется 0,26%. Следует отметить, что хлорид элемента обнаруживает в водных системах высаливающее действие по отношению к хлоридам щелочных и щелочноземельных металлов (Блидин, 1953; Остроушко и др., 1960; Воскресенская, Янатьева, 1937). Соли Li в водных средах, по данным тех же авторов, не образуют твердых растворов ни с одной из солей щелочных и щелочноземельных металлов. Есть лишь указания на возможность ограниченного изоморфизма двойных солей Li_2SO_4. K_2SO_4 и $Rb_2SO_4 \cdot 3Li_2SO_4$ с Li_2SO_4 при содержании Li_2SO_4 в растворе около 15—20% (Лепешков и др., 1958; Шевчук, 1962).

Трудность изоморфного рассеивания лития во всех типах галогенеза объясняется большим отличием размера и энергетических показателей его катиона от соответствующих параметров катионов эвапоритов: Na, K, Ca, Mg и др. (Бойко, 1964). С небольшой величиной ионного радиуса элемента связано такое важное для геохимии лития явление, как очень сильное поляризующее его действие и высокая гидратированность его иона в водных растворах, гораздо большая, чем у других щелочных и щелочноземельных металлов. Гидратная оболочка осложняет осаждение лития в солевых системах и формирование элементом собственных и двойных соединений, а гидратация его солей в большой мере затрудняет образование ими изоморфных соединений (Воскресенская, Янатьева, 1937). Некоторое количество лития в процессе галогенеза, несомненно, захватывается из рассолов различными сорбентами, вносимыми в солеосаждающие водоемы (в основном глинистыми минералами). Но учитывая в общем низкое содержание Li в рапе и установленный факт относительного его накопления в ней по мере испарения, надо думать, что сорбционное поглощение элемента проявлятся незначительно и не может определять его поведение в процессе галогенеза.

Принимая во внимание все изложенное выше, можно говорить о сходном поведении лития во всех типах галогенеза: в сульфатном, хлоридном и карбонатном. Так как этот элемент практически не участвует в хемогенной седиментации эвапоритовых бассейнов и непрерывно накапливается в жидкой фазе, он может служить одним из надежных индикаторов степени концентрирования рассолов.

Поведение остальных редких элементов первой группы (Be, Cd, Sc, Ga, In, TR, Ge, Zn, Nb, Ta, Se, Te, Re) во всех типах галогенеза должно быть очень близким к поведению лития, так как те основные причины, которые вынуждают его накапливаться в водах солеродных бассейнов, характерны и для всех других элементов первой группы. Содержание их (растворимая форма) в морских и континентальных водах, питающих эвапоритовые водоемы, гораздо ниже, чем лития (Green, 1959; Durum, Haffty, 1961; Бойко, 1966_2). Это должно препятствовать формированию ими собственных минералов в процессе хемогенной седиментации, а отсутствие возможностей для изоморфного рассеивания элементов первой группы в образующихся солях вследствие резкого различия физико-химических параметров их ионов от ионов эвапоритов (Green, 1959) должно способствовать накоплению их, подобно литию, в жидкой фазе. Эти соображения полностью соответствуют практическому отсутствию редких элементов литиевой группы в солях и аллохтонному характеру их в песчано-глинистом материале галогенных толщ, о котором говорилось выше.

Следует думать, что поведение в солеродных водоемах и других микроэлементов, поступающих в них в растворимой форме, свойства кото-

рых близки к основным особенностям редких элементов первой группы, будет аналогично.

Близость ионных радиусов Ca^{2+} (1,04 Å) и TR^{3+} (0,8—1,4 Å) как будто бы позволяет предположить вхождение в кристаллические решетки кальцийсодержащих солей незначительного количества редких земель, не определяемого применяющимися методами анализа из-за недостаточной их чувствительности. Однако ничтожное содержание редкоземельных элементов в водах, питающих солеродные водоемы, и необходимость компенсации излишней валентности при замещении двухвалентного кальция на трехвалентные ионы редких земель заставляют думать, что вероятность осуществления подобного изоморфизма очень мала.

Какое-то количество элементов первой группы, по-видимому, удаляется из рассолов солеродных бассейнов подобно литию в результате захвата сорбирующим глинистым материалом, привносимым в водоемы. Однако гораздо более низкое содержание их в водах эвапоритовых бассейнов, по сравнению с литием, очевидно, не благоприятствует значительному развитию этого явления. Ничтожное количество редких элементов, кроме того, выводится из жидкой фазы, захватываясь вместе с материнскими рассолами растущими кристаллами солей, с чем и связано определение в некоторых случаях их следов в эвапоритах.

III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУБИДИЯ

Как видно из табл. 1, абсолютное и относительное ($Rb \cdot 10^4/\Sigma$ солей) содержание этого элемента в рапе растет от пробы № 1, соответствующей отложению NaCl, до пробы № 3, состав которой близок началу кристаллизации карналлита, а затем резко снижается. Процесс накопления рубидия в рапе Кара-Богаз-Гола, впрочем как и в других солеродных бассейнах сульфатного класса, можно представить себе следующим образом. На первых стадиях испарения вод происходит кристаллизация солей кальция, хлорида натрия, сульфатов Mg и Na. Большие отличия ионного радиуса и других физико-химических свойств рубидия от соответствующих параметров Ca, Mg, Na (Бойко, 1964) вызывает значительные трудности для его изоморфного рассеивания. В то же время малое содержание рубидия в рассолах и гораздо лучшая растворимость его солей, по сравнению с солями Ca, Mg, Na, препятствует образованию им собственных минералов во всех типах галогенеза. Именно поэтому содержание рубидия в карбонатных, галитовых, сульфатных породах и в боратах, в состав которых не входит калий, меньше 1 *г/т* ($1 \cdot 10^{-4}$%) (см. табл. 2).

Тенденция накопления рубидия в рассолах Кара-Богаз-Гола прослеживается до садки карналлита. Количество элемента к моменту кристаллизации этого минерала возрастает настолько, что создаются благоприятные условия для активного вхождения рубидия в его решетку — реализуется возможность образования твердых растворов $KCl \cdot MgCl_2 \times \times 6H_2O$ и $RbCl \cdot MgCl_2 6H_2O$. Карналлит высаживает из рапы практически весь рубидий, и его содержание в рассолах вновь падает до очень низкого уровня. Многочисленные анализы природных первичных карналлитов ископаемых и современных соляных месторождений СССР, ГДР и ФРГ, Польши показывают, что количество рубидия в них в среднем определяется величиной, близкой к 0,01% (100 *г/т*; см. табл. 2). В карналлитах Кара-Богаз-Гола нами найдено 0,0045% Rb.

Процесс преимущественного осаждения элемента с карналлитом, а не с каким-либо другим калийным минералом, по-видимому, характерен не только для описываемого солеродного бассейна сульфатного класса. Содержание рубидия в карналлитах самых различных месторождений (в том числе и из отложений, являющихся продуктом хлоридной ветви галогенеза) всегда значительно выше, чем в других калийных солях.

Обогащению карналлита рубидием в значительной степени способствует, по-видимому, меньшая растворимость соли состава $RbCl \cdot MgCl_2 \times \times 6H_2O$ («рубидиевый карналлит») по сравнению с $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ («калиевый карналлит»), в то время как, например, растворимость RbCl в воде в два раза больше, чем сильвина (KCl). К сожалению, данные по сравнительной растворимости «рубидиевого» и «калиевого» каинита, полигалита, лангбейнита и других сложных сульфатов отсутствуют. Определенное значение имеет также то, что садка карналлита в отличие от всех других калийных минералов происходит, как правило, из более концентрированных рассолов.

Таким образом, $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ представляет собой наиболее благоприятный минерал для вхождения в его состав рубидия в качестве изоморфной примеси. Естественно, что и среднее количество элемента в нем наибольшее среди всех эвапоритов (см. табл. 2), а встреченные максимальные содержания рубидия (0,18%) являются наивысшими значениями и для всех остальных образований зоны гипергенеза (Бойко, 1964).

Наблюдения за природными объектами хорошо согласуются с экспериментальными данными по распределению рубидия в четверной системе, $RbCl - KCl - MgCl_2 - H_2O$, изученной Д'Ансом и Бушем (D'Ans, Busch, 1937). Ими найдено, что твердые растворы, образуемые сильвином (KCl) и RbCl, очень неустойчивы в водной среде, в области с низким содержанием Rb, и характеризуются меньшей концентрацией этого элемента, чем равновесные с ними жидкие фазы. В поле кристаллизации карналлитов, в области низких содержаний элемента, наблюдается обратное явление — рассол, равновесный с твердыми растворами карналлитов, значительно беднее Rb, чем образующийся осадок. То есть в поле отложения сильвина элемент накапливается в жидкой фазе, а при кристаллизации карналлита — в твердой. Данные Д'Анса и Буша были подтверждены в работе С. З. Макарова и др. (1941).

Ориентировочные величины коэффициента распределения рубидия (I коэф. распр. $= \frac{C_1}{C_2}$, где C_1 — содержание микрокомпонента в твердой фазе, а C_2 — содержание микрокомпонента в сухом остатке жидкой фазы) при кристаллизации сильвина и карналлита были получены в экспериментальных работах А. П. Ратнер и Л. Л. Макарова (1958), а также И. Н. Ладыниной и Г. Н. Аношина (1962). I_{Rb} при отложении сильвина равен 0,21—0,38, а при формировании карналлита — 11—22. Нами была предпринята попытка рассчитать коэффициент распределения рубидия для первичноседиментационных карналлитов Кара-Богаз-Гола, содержащих в среднем 45 *г/т* Rb. Из табл. 1 видно, что в рассоле пробы № 3, близкой к насыщению по карналлиту, количество элемента определяется цифрой 1,6 *г/т* или 0,00016%. В пересчете на сухой остаток содержание рубидия равно $1{,}6 \times 3 = 4{,}8$ *г/т*. Отсюда $j = \frac{45}{4{,}8} = 9{,}4$. Для первичноседиментационных карналлитов пласта «Стасфурт» цехштейновых отложений ГДР и ФРГ, коэффициент распределения рубидия между твердой фазой и материнским рассолом, вычисленный нами по материалам Р. Кюна (Kuhn, 1963), равнялся 6,4. То есть и в первом и во втором случае I значительно больше единицы. При $I < 1$ микрокомпонент накапливается в жидкой фазе, что мы и видим в случае образования сильвина, а при $I > 1$ картина прямо противоположная; примером служат обогащение карналлита Rb и переход практически всего количества элемента в осадок.

В соответствии с величиной коэффициента распределения ($I > 1$) наиболее обогащается рубидием карналлит, выкристаллизовавшийся на раннем этапе. С этим явлением связано повышенное содержание элемента в подошве пластов первичноседиментационного карналлита.

IV. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЦЕЗИЯ

К сожалению, чувствительность применявшегося метода не превышала $0{,}5 \cdot 10^{-4}\%$, и в первых трех пробах цезий не был обнаружен. Анализ же последнего рассола, из которого уже выкристаллизовался карналлит и в котором происходит отложение бишофита, дал несколько неожиданный результат. На основе имеющихся данных о поведении цезия в поверхностных условиях можно было предположить (Бойко, 1964) его тесную связь с рубидием и, как следствие, вначале накопление в водах солеродных бассейнов, а затем почти полное удаление совместно с этим элементом из концентрированного раствора осаждающимся карналлитом. Однако мы нашли увеличение содержания цезия в эвтоническом рассоле до десятитысячных долей процента.

Относительное накопление цезия в испаряющейся воде согласуется с практическим отсутствием элемента в природных солях. Его количество в них меньше $1 \cdot 10^{-4}\%$ (см. табл. 2). Содержание цезия в первичных карналлитах СССР не поднимается выше $1 \cdot 10^{-4}\%$. В этом минерале из Кара-Богаз-Гола также меньше $1 \cdot 10^{-4}\%$ Cs. И только в некоторых образцах вторичных карналлитов Средней Азии, Стасфуртского района ГДР и Польши мы нашли до $2 \cdot 10^{-4}\%$ Cs.

Вероятно, кристаллизующийся карналлит захватывает из раствора только часть элемента, и цезий продолжает накапливаться в эвтонических рассолах. Это явление можно объяснить значительно меньшим содержанием Cs в рапе, по сравнению с Rb, в момент осаждения минерала, более высокой растворимостью соединения $CsCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ относительно $RbCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (D'Ans, Rusch, 1937) и значительно большим отличием в размерах ионов Cs и K, чем Rb и K.

Отношение Cs/Rb в океане, исходя из последних данных (Green, 1959), находится в пределах 1/240. Эта величина меньше принимавшейся ранее В. М. Гольдшмидтом (1/100), который основывался на косвенных данных Г. Яндера и Буша (Iander, Busch, 1930). Вероятнее всего, что в карналлите, формирующемся из морских рассолов, отношение Cs/Rb не может увеличиться, а скорее будет уменьшаться. Рубидий и цезий до начала кристаллизации этого минерала лишь в незначительной степени переходят в твердую фазу. Затем карналлит практически высаживает из рассолов весь Rb, в то время как Cs в значительной мере остается в рапе.

По нашим определениям, среднее содержание рубидия в первичных карналлитах близко к 100 *г/т* (0,01%). Если принять эту цифру за исходную величину, то из отношения 1/240 найдем, что количество цезия в первичном, непереотложенном минерале, как правило, должно быть меньше 0,5 *г/т* ($5 \cdot 10^{-5}\%$). Полученное значение находится в полном соответствии с нашими определениями элемента в карналлите (см. табл. 2).

В процессе перекристаллизации и переотложения карналлитов, который сопровождается обогащением их Rb и Cs (Feit, Kubiersky, 1892; D'Ans, Busch, 1937) отношение Cs/Rb должно, очевидно, немного уменьшаться вследствие лучшей растворимости $CsCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ по сравнению с аналогичной солью рубидия. Однако абсолютное содержание цезия во вторичных переотложенных карналлитах может быть значительно выше, чем в первичных, и достигать величины, обнаруженной нами в минерале из Стасфуртского района ГДР ($2 \cdot 10^{-4}\%$ Cs).

V. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ

Весьма важный этап в судьбе этого элемента не охарактеризован нашими анализами. Своеобразие нынешнего периода истории Кара-Богаз-Гола в том, что концентрация его вод зашла слишком далеко. Между тем именно стадия испарения рассолов сульфатного типа, предшест-

вующая садке галита, очень интересна в геохимии стронция. На поведение стронция в ходе галогенеза огромное влияние оказывает его заметное содержание в морских и речных водах (см. табл. 2), питающих солеродные бассейны, и сравнительно малая растворимость некоторых его солей. Количество стронция в этих водах является наибольшим по сравнению со всеми остальными редкими элементами, с чем и связана в основном возможность образования им собственных соединений в процессе хемогенной седиментации.

По А. П. Виноградову и Т. Ф. Боровик-Романовой (1945), Н. М. Страхову и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946), выпадение из осолоняющейся морской воды в твердую фазу $SrSO_4$ (целестин) начинается к моменту насыщения ее гипсом при плотности воды 1,122 и солености 15%, что, примерно, соответствует 4—5-кратному увеличению ее минерализации по сравнению с нормальноморской. Содержание стронция в этих водах близко к 0,003—0,004%. Несколько ранее целестина принципиально возможно осаждение более труднорастворимого стронцианита ($SrCO_3$) при условии незначительного содержания в рассолах иона HCO_3, который образует с элементом легкорастворимое соединение (Бурков, Подпорина, 1962). Кроме того, значительная часть Sr изоморфно рассеивается в выпадающих ранее галита кальциевых карбонатах и сульфатах (см. табл. 2).

Представления о стронциевом минералообразовании в эвапоритовом процессе подтверждается обширным геологическим материалом. Хорошо известна постоянная ассоциация первичноседиментационного и перераспределенного целестина с горизонтами доломита и гипсоносных доломитизированных известняков галогенных отложений СССР, США, Канады, Западной Европы (Бурков, Подпорина, 1962). Доломит часто перекрывается толщей гипса, которая содержит обычно значительно меньше сульфата Sr, чем подстилающие ее карбонатные породы.

Количество стронция в Каспийском море примерно равно его содержанию в воде открытых морей. В то же время содержание сульфатиона в воде Каспия значительно выше (см. табл. 1). Поэтому можно ожидать даже более раннее осаждение целестина из каспийской воды при ее концентрировании, чем из нормальноморской. И действительно, гипс-глауберит-карбонатные илы Кара-Богаз-Гола, отложившиеся еще на этапе, предшествующем нынешнему, а также те, которые образуются сейчас в зоне смешения вод Каспия с рассолами залива, характеризуются очень высокими содержаниями стронция. В этих образованиях нами найдено от 0,5 до 3% Sr. О подобных же количествах элемента в 20 пробах илов сообщает В. В. Бурков и Е. К. Подпорина (1962). Содержание стронция в донных илах Кара-Богаз-Гола настолько велико, что не может быть объяснено только его изоморфной примесью. Пробы гипса, ангидрита глауберита, карбонатов Ca и Mg из соленосных отложений различных регионов никогда не содержат такие высокие концентрации элемента (см. табл. 2). Очевидно, значительное количество стронция, находящегося в сульфатно-карбонатных илах залива, входит в состав собственных минералов (целестина и стронцианита), что, в частности, показал В. Д. Поляков (1959), обнаруживший в них до 4,8% стронцианита. Таким образом, из четырех редких элементов, рассмотренных нами, стронций является единственным, который в процессе галогенеза образует свои соли.

Приведенные факты находятся в противоречии с представлениями А. Германа (Herrmann, 1961) об осаждении первичного целестина лишь из весьма концентрированных рассолов сульфатного типа, соответствующих этапу отложения калийных солей. В соответствии с его выводами, до начала формирования калийных солей в твердую фазу из испаряющихся рассолов переходит лишь 20% стронция. Преобладающее же количество элемента связывается в целестине, кристаллизующемся сов-

местно с калиевыми минералами. Отправным пунктом для этих взглядов явилась необходимость объяснения причины того, что в «основном доломите», гипсах и ангидритах, подстилающих хлоридные соли Стасфуртской серии Южного Гарца ГДР и ФРГ, А. Германом (Herrmann, 1961), не был найден целестин, а в калийных солях он встречается часто.

Если минерал в перечисленных горизонтах действительно отсутствует, то и в этом случае Южный Гарц можно рассматривать лишь как исключение из общего правила, связанное, весьма вероятно, со вторичным, эпигенетическим перераспределением целестина. В Южной Вестфалии, у Обергембека, Гирсхагена и Гельмшейда, а также в Гессене, у Ренделя, в доломитах сульфатно-карбонатной формации цехштейна известны месторождения целестина, а проявления целестиновой минерализации в доломитах и гипсово-ангидритовых породах соленосного цехштейна широко распространены по всей территории ГДР и ФРГ (Бурков и Подпорина, 1962).

Представления А. Германа не соответствуют и полученным нами цифрам при анализе рассолов Кара-Богаз-Гола (см. табл. 1). Непрерывного роста содержания Sr до этапа формирования калийных солей мы не наблюдали. Полученные результаты рисуют противоположную картину.

Абсолютное и относительное ($Sr \cdot 10^4/\Sigma$ солей) содержание стронция, а также кальция закономерно уменьшается от начала кристаллизации галита вплоть до эвтоники, причем между Sr и Ca существует прямая коррелятивная связь. Содержание редкого элемента в наиболее концентрированных рассолах залива очень мало — почти в десять раз меньше, чем в водах Каспийского моря.

По-видимому, уменьшение количества стронция и кальция в изученных рассолах по мере их концентрирования связано в основном с высаживанием их в виде сульфатных соединений: целестина и гипса. Низкое содержание Sr и Ca в рапе компенсируется высоким содержанием в ней соли $MgSO_4$, которая уменьшает растворимость $SrSO_4$, а также насыщенностью по NaCl, а затем по KCl и $MgCl_2$, оказывающим высаливающее действие на $SrSO_4$. В пробах чистых хлоридных солей и сульфатов, не содержащих Ca, из различных месторождений СССР и других стран Sr практически отсутствует ($<5 \cdot 10^{-4}\%$; см. табл. 2), т. е. изоморфного его рассеивания в кристаллических решетках этих минералов не наблюдается (наличие элемента в некоторых пробах вызвано механическими примесями). Однако в этих минералах часто обнаруживают следы стронция, что связано, очевидно, с присутствием материнских рассолов, захваченных при росте кристаллов солей.

Таким образом, рассолы Кара-Богаз-Гола, представляющие в настоящее время в основной своей массе (проба № 1) воды Каспия, сконцентрированные в десятки раз (Буйневич и др., 1959), при всех условиях уже несомненно прошли через точку насыщения их карбонатом кальция, сульфатом стронция, гипсом, с которыми в твердую фазу перешло в виде изоморфной примеси и собственных минералов подавляющее количество стронция. Осаждение элемента наблюдается сейчас в основном в зоне смешения вод Каспия с рапой залива, где стронций увлекается в осадок кристаллизующимися карбонатами (кальцитом, гипсом, глауберитом, натрий-сигненитом), а также образует собственные соли. На других участках акватории Кара-Богаз-Гола этот процесс идет с несравненно меньшей интенсивностью.

Таким образом, хемогенная седиментация, протекающая в эвапоритовых бассейнах сульфатного типа, при достижении ею эвтонической точки должна перевести в осадок практически весь стронций, находившийся в них на начальной стадии и принесенный в ходе осолонения водоемов. Наиболее яркими этапами перехода элемента в твердую фазу являются карбонатный и сульфатный, на хлоридном интенсивность его

резко снижается. Какой из первых двух этапов является главным в осаждении элемента, пока сказать трудно. Количественная оценка распределения стронция требует специального изучения. Ориентировочные расчеты Мюллера (Muller, 1962) свидетельствуют, что карбонаты связывают 0,51% всего количества элемента, содержащегося в морской воде, $CaSO_4$ 35,74%, галит 1,06% и калийно-магниевые соли 0,11%. Основная часть стронция (62,58%) выпадает в процессе галогенеза сульфатного типа в виде целестина.

VI. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА И ТАЛЛИЯ

Результаты определения бора и таллия в рапе Кара-Богаз-Гола (проба № 1 и № 4) свидетельствуют о том, что количество таллия в анализировавшихся пробах находится ниже чувствительности анализа ($<0{,}3$ *г/т*), а содержание бора в рассолах пробы № 4 значительно превышает его количество в пробе № 1. Накопление бора в эвтонических рассолах хорошо согласуется с выводами, сделанными еще Вант-Гоффом, о частичном переходе элемента в осадок лишь на заключительном этапе сульфатного типа галогенеза путем образования собственных минералов, магниевых боратов. Первичноседиментационные либо диагенетические бораты ископаемых морских соленосных отложений встречены в парагенезисе с калийно-магниевыми солями в Казахстане, ГДР и ФРГ. Весьма интересно, что все они связаны с отложениями бассейнов сульфатного гидрохимического класса пермского возраста, а в морских галогенных толщах, являющихся результатом хлоридного типа галогенеза (Верхнекамский бассейн, Белоруссия и т. д.) бораты неизвестны. Естественно, напрашивается предположение, что эта закономерность связана с процессом метаморфизации нормально морских сульфатных вод, превращающим их в хлоридные.

Есть также указания (Головко, 1960), требующие проверки, о незначительном выводе бора из жидкой фазы и на более ранних стадиях хемогенной седиментации солеродных бассейнов с карбонатами и сульфатами в результате маловероятного изоморфизма ионов CO_3^{2-} и SO_4^{2-} на BO_3^{3-}. Однако присутствие бора в сульфатных и карбонатных породах скорее все же контролируется глинистой примесью или эпигенетической борной минерализацией, о чем, в частности, сообщают Х. Хардер (1965) и Ф. Хайде (1965).

В результате близости ионных радиусов калия (1,33 Å) и одновалентного таллия (1,49 Å), а также сравнительно низкой растворимости хлорида таллия этот элемент может соосаждаться с калийными солями. Во всех же остальных эвапоритах таллий практически отсутствует (Бойко, 1966_1). Очевидно, вследствие незначительного содержания в рапе солеродных водоемов элемент не образует в процессе галогенеза свои минералы, а изоморфное его рассеивание в солях (кроме калийных) невозможно из-за резких отличий физико-химических свойств Tl^{1+} от свойств катионов эвапоритов (Green, 1959). Таким образом, до начала садки калийных солей таллий должен накапливаться в рассолах, а затем переходить вместе с ними в твердую фазу. Принимая во внимание среднее содержание таллия в сильвине и карналлите (0, n — 0,0n *г/т*) и ориентировочную величину коэффициента его распределения между твердой и жидкой фазами при их кристаллизации ($I=8$—5), определенных И. Н. Ладыниной и Г. Н. Аношиным (1962), можно сделать вывод, что концентрация элемента в рассолах к началу выпадения калийных солей (сильвина) достигает 0,0n *г/т* ($n \cdot 10^{-6}\%$), а затем в процессе их садки постепенно уменьшается и в эвтонической рапе находится на уровне 0,00n *г/т* ($n \cdot 10^{-7}\%$). Чувствительность аналитического метода, применявшегося при определении таллия в рассолах Кара-Богаз-Гола, равнялась 0,3 *г/т* ($3 \cdot 10^{-5}\%$), и поэтому элемент не был обнаружен.

VII. ОБЩАЯ СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Sr, B, Tl, Cs

Итак, стронций, рубидий, цезий, таллий и бор в отличие от редких элементов литиевой группы участвуют в хемогенной седиментации солеосаждающих бассейнов. Это осуществляется частью благодаря образованию ими собственных минералов в процессе галогенеза (стронций и бор), частью благодаря возможности их изоморфного рассеивания в некоторых солях (стронций, рубидий, цезий, таллий, бор?). По этапам галогенеза сульфатного типа они распределяются следующим образом:

1) карбонатный — Sr, B?
2) сульфатный — Sr, B?
3) хлоридный — Rb, Cs, Tl, Sr, B.

Так как время существования солеосаждающих водоемов ограничено, и процесс концентрирования в них рассолов далеко не всегда доходит до хлоридного этапа седиментации, а тем более до стадии кристаллизации калийных солей и образования боратов, то и участие элементов второй группы в галогенезе сульфатного типа не равноценно. Наиболее часто солеродные бассейны развиваются лишь до карбонатного и сульфатного этапов.

Поэтому полнее всего участвует в галогенезе стронций, осаждение которого в результате изоморфного вхождения в кальцийсодержащие соли и образования собственных минералов начинается на ранних стадиях концентрирования вод. К этим же этапам, возможно, приурочен и переход в твердую фазу незначительного количества бора. Начавшись на ранних этапах, осаждение стронция продолжается и на хлоридном. На этом этапе формируются и собственные минералы бора — бораты. Таким образом, переход в твердую фазу стронция (бора?) осуществляется на всем протяжении процесса галогенеза.

Поведение стронция и бора в галогенезе сульфатного типа отлично не только от судьбы редких элементов литиевой группы, но и от поведения Rb, Cs, Tl. Эти два элемента являются единственными среди редких, которые, кроме изоморфного рассеивания в эвапоритах, образуют собственные минералы в процессе солеотложения. Последнее объясняется большим содержанием их в морских и континентальных водах — вследствие самого высокого коэффициента их водной миграции среди редких элементов и заметного среднего содержания в земной коре — и сравнительно малой растворимостью некоторых их солей. Но максимум накопления стронция в осадке падает на начальные этапы концентрирования вод, а бора — на конечный.

Увлечение в осадок рубидия, цезия и таллия в основном определяется возможностью изоморфного вхождения их в калийсодержащие минералы и поэтому осуществляется лишь на поздней стадии хемогенной седиментации, на этапе образования калийных солей. В отношении рубидия этому благоприятствует и значительная распространенность элемента в литосфере (см. табл. 2).

Некоторое количество бора, рубидия, цезия, стронция и таллия в процессе галогенеза, несомненно, выводится из рассолов солеродных бассейнов не путем хемогенного осаждения, а в результате сорбции их различными взвесями, привносимыми в водоемы. Имеющиеся в настоящее время данные о распределении Sr, Rb, Tl, Cs в минералах и породах, сформировавшихся в бассейнах с различным привносом терригенного шлама (Бойко, 1966), позволяют считать, что этот процесс существенно не влияет на их поведение в галогенезе. Положение с бором менее изучено, требуется накопление фактов.

Кроме того, ничтожное количество Sr, B, Cr, Rb, Tl удаляется из вод солеродных бассейнов, захватываясь растущими кристаллами эвапоритов вместе с материнскими рассолами. Эти рассолы образуют довольно многочисленные газово-жидкие включения в солях.

Данные о судьбе стронция, рубидия, цезия, B и Tl в хлоридном и карбонатном типе галогенеза неполны, необходимы дополнительные исследования. Однако, учитывая распределение элементов в соленосных отложениях водоемов хлоридного и карбонатного класса и их содержание в современных рассолах этих бассейнов, находящихся на разных ступенях осолонения (Бойко, 1966_1), можно наметить общую тенденцию их поведения. Судьба стронция в хлоридном типе галогенеза, в отличие от сульфатного, резко иная. Весьма незначительное содержание в хлоридных рассолах карбонат- и сульфат-иона позволяет накапливаться в них стронцию до значительных количеств. Именно высокоминерализованные водоемы хлоридного гидрохимического класса характеризуются максимальным абсолютным и относительным содержанием стронция среди всех соляных озер. В то же время содержание карбонат- и сульфат-иона в бассейнах с карбонатным типом галогенеза несравненно выше. Поэтому основное количество стронция должно перейти в осадок к заключительной стадии испарения рассолов. Наоборот, судьба рубидия и таллия в водоемах карбонатного гидрохимического класса должна быть весьма своеобразной. Калийные соли в отложениях этих озер, за исключением относительно редких минералов, ганксита и глазерита, неизвестны; карналлит и сильвин отсутствуют. Это, вероятно, вынуждает основное количество рубидия и таллия оставаться в жидкой фазе. При галогенезе хлоридного типа образуются только два калийсодержащих минерала — сильвин и карналлит, что упрощает картину распределения таллия и рубидия по сравнению с сульфатным типом, оставляя ее в основных чертах сходной. Поведение цезия в хлоридном типе галогенеза по аналогии с рубидием должно быть подобно его судьбе в бассейнах сульфатного гидрохимического класса, а в карбонатном типе повторить судьбу рубидия.

Поведение бора в водоемах хлоридного типа не совсем ясно. Это касается возможности образования им собственных минералов на заключительной стадии процесса галогенеза. Не вызывает сомнения лишь одно: основное количество элемента, присутствующего в рассолах, как и в бассейнах сульфатного гидрохимического класса, должно в ходе испарения накапливаться в остаточной рапе, так как его вероятное изоморфное рассеивание в кристаллизующихся солях почти исключено ввиду незначительного содержания или полного отсутствия в хлоридных рассолах карбонатов и сульфатов. Это подтверждается примером водоемов хлоридного типа, существующих в настоящее время. В карбонатном типе галогенеза, судя по современным самосадочным содовым озерам, бор должен вести себя, как и в сульфатных солеродных бассейнах. Он высаживается из сильно концентрированных рассолов лишь на последнем этапе испарение рапы в виде натровых боратов, причем опять-таки основное количество элемента остается в жидкой фазе (Бойко, 1963), то есть в водоемах всех гидрохимических классов коэффициент распределения бора между жидкой и твердой фазой (I) должен быть меньше единицы.

Остаточные рассолы солеосаждающих бассейнов в природных условиях почти никогда не подвергаются полному испарению. Они переходят в межкристальные пустоты пластов солей и вместе с ними захороняются. Набор и содержание присутствующих в них редких элементов будет зависеть от того, к какому гидрохимическому классу относится водоем и на каком этапе было прервано концентрирование рассолов и солеродный бассейн приобрел вид сухого озера. В эвтонической конечной рапе бассейнов сульфатного класса (этап садки бишофита) будет практически отсутствовать стронций, рубидий, таллий. Перейдет в осадок и значительная часть цезия и бора. В то же время содержание в рассолах элементов первой группы, которые не участвуют в хемогенной седиментации, будет максимальным. В соответствии с их количеством в речных

и морских водах, питающих солеосаждающие бассейны, конечные рассолы должны характеризоваться наиболее заметным содержанием лития, циркония, селена, редких земель, а из группы элементов, участвующих в процессе галогенеза, содержанием бора и цезия. В том же случае, если солеродный бассейн перешел в стадию сухого озера на этапе, близком к началу отложения калийных солей, можно ожидать, что в его остаточных рассолах должны присутствовать в заметном количестве рубидий, таллий (стронций), а содержание других редких элементов, наоборот, должно быть меньше, чем в эвтонической рапе.

Остаточные рассолы солеродных бассейнов, представляющие собой редкоэлементный экстракт испарившихся вод, после захоронения включаются, очевидно, в общие гидрогеологические системы, что ведет часто к разбавлению и метаморфизации рассолов. Но, вероятно, что часть лития, бора (цезия) погребенных высококонцентрированных хлоридо-магниево-кальциевых вод районов развития соленосных, особенно калиеносных отложений, поступила в них из эвтонической рапы — конечного продукта процесса галогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Блидин В. П. Диаграммы растворимости тройных систем $LiCl—NaCl—H_2O$ и $LiCl—KCl—H_2O$ при 40°, 30° и 25°. Докл. АН СССР, т. 88, № 3, 1953.

Бойко Т. Ф. Озеро Серлс и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 17. Изд. АН СССР, 1963.

Бойко Т. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза. В сб. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». Изд. «Наука», 1964.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в солях и соленосных породах. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, том III. Изд. «Наука», 1966_1.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в подземных водах. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, том III. Изд. «Наука», 1966_2.

Боровик-Романова Т. Ф. Рубидий в биосфере. Тр. биогеохимической лаборатории АН СССР, т. 8. Изд. АН СССР, 1946.

Буйневич Д. В., Лепешков И. Н., Седельников Г. С., Поляков В. Д., Соловьев В. К., Греков П. А., Андреева Л. А. Физико-химическая характеристика современного состояния залива Кара-Богаз-Гол и перспективы его промышленного использования. В кн. «Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола». Изд. АН ТуркмССР, Ашхабад, 1959.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 12. Изд. АН СССР, 1962.

Валяшко М. Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в развитии соляных озер. Ж. прикладной химии, т. 12, № 7, 1939.

Валяшко М. Г. Геохимия галогенеза. В Сб. тр. геол. фак-та МГУ (к XXI сессии МГК). Изд. МГУ, 1961.

Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. К геохимии стронция. Докл. АН СССР, т. 46, № 5, 1945.

Воскресенская Н. К., Янатьева О. К. Гетерогенные равновесия в тройной системе $LiCl—MgCl_2—H_2O$. Изв. АН СССР. Сер. химич., № 1, 1937.

Головко В. А. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосковья. Докл. АН СССР, т. 130, № 4, 1960.

Дружинин И. Г., Кыдынов М., Ломтева С. А. Тройное соединение из сульфатов Li, Na и NH_4. Докл. АН СССР, т. 157, № 4, 1964.

Ильинский В. П. Получение хлористого натрия в процессе испарения морской воды. Получение хлористых и сернокислых солей магния и калия и рассолов для производства брома. Сб. работ Гос. ин-та прикл. химии, вып. 40, 1948.

Ладынина И. Н., Аношин Г. Н. Некоторые закономерности распределения рубидия, таллия, брома в процессе формирования месторождений калийных солей. Геология и геофизика, № 3, 1962.

Лепешков И. Н., Бодалева Н. В., Котова Л. Т. Исследование растворимости в системе $Li_2SO_4—Na_2SO_4—K_2SO_4—H_2O$ при 25°. Ж. неорганич. химии, т. III, вып. 12, 1958.

Лепешков И. Н., Ромашова Н. И. Исследования растворимости в системе $Li_2SO_4—Na_2SO_4—MgSO_4—H_2O$ при 25°. Ж. неорганич. химии, т. IV, вып. 12, 1959.

Лепешков И. Н., Ромашова Н. И. Исследования растворимости в системе $LiCl—NaCl—MgCl_2—H_2O$ при 75°. Ж. неорганич. химии, т. V, вып. 11, 1960.

Лепешков И. Н., Ромашова Н. И. Исследования растворимости в системе $LiCl—NaCl—MgCl_2—H_2O$ при 25° и 75°. Ж. неорганич. химии, т. VI, вып. 8, 1961.
Лепешков И. Н., Бодалева Н. В., Котова Л. Т. Политерма растворимости в четверной системе $Li_2SO_4—Na_2SO_4—K_2SO_4—H_2O$ от 15° до 100°. Ж. неорганич. химии, т. VII, вып. 7, 1962.
Макаров С. З., Перельман Ф. М., Легкова Т. К. Изотерма растворимости и твердые фазы системы $KCl—RbCl—MgCl_2—H_2O$ при 100°. Изв. АН СССР, ОХН, № 2, 1941.
Остроушко Ю. И. и др. Литий, его химия и технология. Атомиздат, 1960.
Полуэктов Н. С. Методы анализа по фотометрии пламени. Госхимиздат, 1959.
Поляков В. Д. Илы залива Кара-Богаз-Гол. В кн. «Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола». Изд. АН ТуркмССР, Ашхабад, 1959.
Ратнер А. П., Макаров Л. Л. Термодинамическое изучение сокристаллизации в системе $KCl—RbCl—H_2O$. Ж. неорганич. химии, т. III, № 1, 1958.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич Н. Д. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.
Турекьян К. К., Калп Дж. Геохимия стронция. В сб. «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит., 1959.
Уразов Г. Г., Лифатова З. И. Изучение совместной растворимости в воде карбонатов лития с карбонатами натрия и калия. Ж. прикладной химии, т. XVIII, № 1—2, 1944.
Хайде Ф. О региональном и вертикальном распределении минералов бора в соляных месторождениях цехштейна циклов Стасфурт, Лейне, Аллер в Средней и Северной Германии. В сб. «Проблемы геохимии». Изд. «Наука», 1965.
Хардер Г. Геохимия бора. Изд. «Наука», 1965.
Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия, цезия в изверженных и осадочных породах. В сб. «Геохимия редких элементов». Изд иностр. лит., 1959.
Шевчук В. Г. Изучение равновесия в системах $Li_2SO_4—MgSO_4—H_2O$ и $Rb_2SO_4—MgSO_4—H_2O$ при 35°. Ж. неорганич. химии, т. 6, 1961.
Шевчук В. Г. Растворимость в системе $Li_2SO_4—Rb_2SO_4—H_2O$ при 35°. Ж. неорганич. химии, т. VII, вып. 10, 1962.
D'Anc I., Busch F. Über die Fraktionierung inkongruent löslicher isomorpher Doppelsalze. Die quaternären Systeme $KCl—RbCl—(CsCl)—MgCl_2—H_2O$ bei 25°. Z. anorg. allgem. Chem., 232 (1937), 337—368.
Durum W. H., Haffty I. Occurence of Miner Elements in Water. Geol. Surv. Circ. 446. Washington, 1961.
Durum W. H., Haffty I. Implications of the miner element content of some major streams of the World. Geoch. Cosmoch. Acta v. 27, N 1, 1963.
Feit W., Kubierschky K. Die Gewinnung von Rubidium — und Caesiumverbindungen aus Carnallit. Chemiker — Ztg., 16 (1892) 335—339.
Green I. Geochemical table of the elements for 1959. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, N 9, 1959.
Herrmann A. G. Zur Geochemie des Strontiums in der salinaren Zechsteinablagerungen der Stassfurt — Serie des Südharzbezikes. Chem. Erde. B. 21, h. 2, 1961.
Iander G., Busch F. Uber die Gewinnung von Rubidium und Caesiumpräparaten aus dem Carnalliten — II. Z. f. anorg. u. allgem. Chemie. B. 187, h. 2—3, 1930.
Krauskopf K. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in the sea-water. Geoch. Cosmoch. acta, v. 9, N 1/2, 1956.
Kühn R. Rubidium als geochemisches Leitelement bei der lagerstätten kundlichen Charakterisierung von carnalliten und naturlichen Salzlösungen. Neues Jahrb. Mineral. Adhandl., 1963, h. 5.
Livingstone D. A. Chemical Composition of Rivers and Lakes Data of Geochemistry. 6 th. Edition. Geol. surv. Prof. paper 440-G, 1963.
Mason B. Principles of Geochemistry. New-York, London, 1952.
Muller G. Zur Geochemie des Stronziums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstäte von Hemmelte — West (Sud — Oldenburg). Geologie, Beiheft, N 35, 1962.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов
Москва

Дата поступления
1.VII.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 552.54(477.9)

САРМАТСКИЕ ДОЛОМИТЫ ТАРХАНКУТСКОГО ПОЛУОСТРОВА (Крым)

Л. С. БЕЛОКРЫС, Е. В. КРАСНОВ, Д. И. ИЩЕНКО

В последние годы, благодаря исследованиям советских литологов, и в особенности Н. М. Страхова (1956, 1962 и др.), вполне определенно наметилось решение ряда кардинальных вопросов теории доломитообразования. Одним из важных положений этой теории является впервые высказанная Р. Дэли (Daly, 1909) и поддержанная А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским (1952) идея прогрессивного затухания доломитонакопления в истории Земли, которая критически проанализирована Н. М. Страховым (1956 и др.). Признавая, что интенсивность доломитообразования в морях и лагунах в ходе геологического времени, начиная с докембрия, должна была неизбежно убывать, Н. М. Страхов (1956, 1962) вносит существенное уточнение в эту идею, подчеркивая возможность доломитообразования в мезо-кайнозое в частных обстановках, в лагунах и морях аридной зоны, которые избыточно обогащались привносимыми с суши карбонатами магния или магния и натрия.

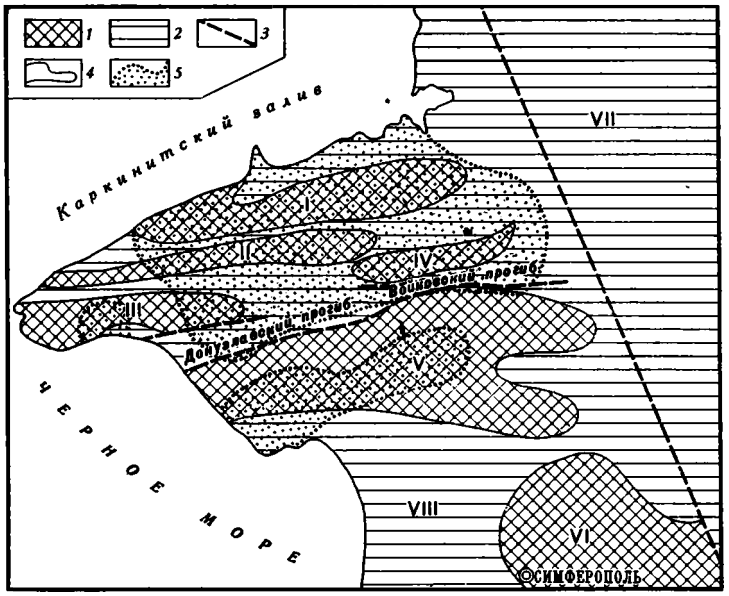
В указанном аспекте особый геологический интерес представляет изучение доломитовых пород из молодых отложений. Именно к ним относятся довольно мощные залежи доломитов и доломитовых известняков, открытые поисково-разведочными буровыми работами 1962—1964 гг. в сарматских отложениях Степного Крыма, на Тарханкутском п-ове (Краснов, 1964).

Присутствие в сарматских отложениях юга УССР (Нижнее Приднепровье и Крым) доломитовых пород ранее отмечалось в некоторых работах (С. Виноградов, 1961; Дзенс-Литовский, 1938; Лапчик, 1936), но их генетическое положение до сих пор не ясно. Интерес к этим породам повышается, с одной стороны, в связи с вырисовывающимся региональным характером доломитоносности сармата, начиная от Восточного Азербайджана (Мелконян, 1961; Султанов, 1953) и Тамани (Андрусов, 1961; Вассоевич, 1932; Ильинский, 1947) и кончая Болгарией (Попов, Коюмджиева и др., 1964) и Венгрией (Szederkenyi, 1963), а с другой — в связи с существующими представлениями о сарматском море как внутреннем солоноватоводном бассейне (Андрусов, 1961; Колесников, 1940; Молявко, 1960; Жижченко, 1958 и др.).

Тарханкутское месторождение доломитов расположено в пределах эпигерцинской платформы, на Тарханкутском валу. Залежи доломитов и доломитовых известняков вытягиваются вдоль вала на расстояние около 80 *км* (фиг. 1). Интерес представляет распределение мощностей доломитоносной толщи относительно складчатых структур второго порядка, на которые расчленяется Тарханкутский вал.

В южной части Новоселовского поднятия, у сел Суворово и Ромашкино, выявлены залежи доломитов и доломитовых известняков, мощ-

ность которых измеряется всего лишь первыми метрами. В Донузлавско-Войковском прогибе мощность доломитовой толщи достигает 40—45 *м*, а в крыльях Родниковского, Громовского и Октябрьского поднятий снижается до 30—35 *м*. В располагающейся севернее субширотной полосе поднятий вала сарматские доломитовые породы выявлены в структурных понижениях между Карлавским и Задорненским (60—70 *м*), между Задорненским и Северо-Новоселовским (60—80 *м*), между Межводненским и Бакальским (70—80 *м*) поднятиями. Мощности доломитовой толщи достаточно велики в центральных частях прогибов, тогда как



Фиг. 1. Тектоническая схема Тарханкутского полуострова (по М. В. Муратову, 1960, с небольшими дополнениями авторов)

1 — Поднятия; I — Бакальское, II — Джангульское, III — Меловое, IV — Северо-Новоселовское, V — Новоселовское, VI — Симферопольское; *2 — впадины:* VII — Сивашская, VIII — Альминская; *3* — тектонические нарушения, *4* — контуры структурных элементов второго порядка; *5* — площади распространения сарматской доломитовой толщи, установленные бурением в 1962—1964 гг.

в антиклинальных поднятиях они заметно сокращаются. В крыльях поднятий пласты доломитов обычно расщепляются на ряд более тонких слоев, между которыми залегают доломитовые и доломитистые известняки, нередко представляющие собой раздоломиченные и кальцитизированные породы. Уменьшение мощности доломитовой толщи в центральных частях поднятий сочетается с общим уменьшением в этих зонах мощности среднего — верхнего сармата.

Отмеченные обстоятельства позволяют причину сокращения мощности доломитоносного сармата в поднятих Тарханкутского вала усматривать в конседиментационных дифференцированных движениях в этом районе, вследствие чего темп осадконакопления в прогибах был более высоким. По-видимому, значение имело и эпигенетическое раздоломичивание пород в центральных частях поднятий, но количественная роль этого процесса пока не совсем ясна.

Начиная от побережья Каркинитского залива, к югу мощность доломитовой толщи постепенно убывает (до 0,5—2,5 *м* в северной части Альминской впадины) до полного исчезновения доломитов в южном борту названной впадины, у г. Севастополя и на Гераклейском п-ове.

Средне- и верхнесарматские отложения, к которым на Тарханкуте приурочены доломитовые породы, подразделяются на горизонты, согласно схеме дробного стратиграфического расчленения южноукраинского сармата (Білокрис, 1962; Дидковский, 1964; Маймин, 1951).

В среднесарматском подъярусе выделяются следующие горизонты (снизу): новомосковский, васильевский и днепропетровский; в верхнесарматском — ростовский и херсонский.

Новомосковский горизонт ($N_3^1S_2^1$) сложен преимущественно темно-серыми и черными тонкослоистыми, почти бескарбонатными глинами. Местами эта фация замещается зеленовато-серыми известковистыми глинами или песчанистыми известняками — ракушечниками (Донузлавский участок). На Тарханкуте мощность горизонта небольшая (4—9 *м*), но в северном борту Альминской впадины, у г. Саки, и в центральной части Степного Крыма (Красноперекопский район), где этот горизонт почти полностью сложен темно-серыми глинами он достигает 25 *м*.

Васильевский горизонт ($N_1^3S_2^2$) сложен многократно переслаивающимися известняковыми (иногда доломитистыми) фациями (нубекуляриевыми, оолитовыми, обломочно-ракушечниковыми, полидетритовыми и др.) с подчиненными прослоями (до 0,5—0,6 *м*) зеленовато-серых известковистых глин. Фауна в известняках богата и разнообразна. Мощность отложений горизонта в пределах разных структурных элементов неодинакова: в прогибах она достигает 30—35 *м*, в центрах поднятий уменьшается до 15—20 *м*.

Днепропетровский горизонт ($N_1^3 S_2^3$) представляет собой нижнюю часть доломитовой толщи. Он сложен переслаивающимися белыми доломитовыми мергелями и светло-кремовыми доломитами с подчиненными прослоями зеленовато-серых доломитистых глин и известняков. Фауна моллюсков представлена сильно обедненным комплексом, в котором развиты (но с изменчивыми частотой относительной встречаемости, средними размерами особей в популяциях и степенью насыщения породы) Cardium nefandum Koles, Mactra podolica Eichw. Некоторые прослои доломитов лишены фауны, но в других присутствует названный комплекс, сопровождаемый редкими фораминиферами (Porosononion и Streblus) и остракодами (Cyprideis и Cypridopsis). В ряде случаев этот комплекс в доломитах присутствует, безусловно, in situ.

Слои известково-доломитовых мергелей и известково-доломитистых глин в низах горизонта обычно содержат более богатый моллюсковый комплекс: кроме Cardium nefandum и Mactra podolica в нем присутствуют Cardium fittoni rustovensis Sult., C. vindobonense ustjurtense Koles., C. suessi Barb., Musculus naviculoides naviculoides (Koles.), M. fuschi (Sinz.), Gibbula chersonensis (Barb.), Hydrobia elongata Eichw., Cylichna pupa (Eichw.). Выше этих слоев в ряде скважин на Дальнем и Донузлавском участках встречены маломощные (первые сантиметры) прослойки известково-доломитовых мергелей и доломитисто-известковистых глин, переполненных пресноводными (Anisus aff. vorticulus Trosch.) и солоноватоводными (Hydrobia aff. elongata Eichw.) гастроподами, ассоциирующими с обильными остракодами (Cyprideis, Cypridopsis, Candona), редкими мелкорослыми, несущими признаками существования в малосоленой воде, фораминиферами (Porosononion и Streblus) [1] и и Mactra podolica. Все найденные в этих прослойках формы обладают превосходной сохранностью, и их захоронение in situ не вызывает сомнений. Непосредственно на прослойках с пресноводной фауной, без сле-

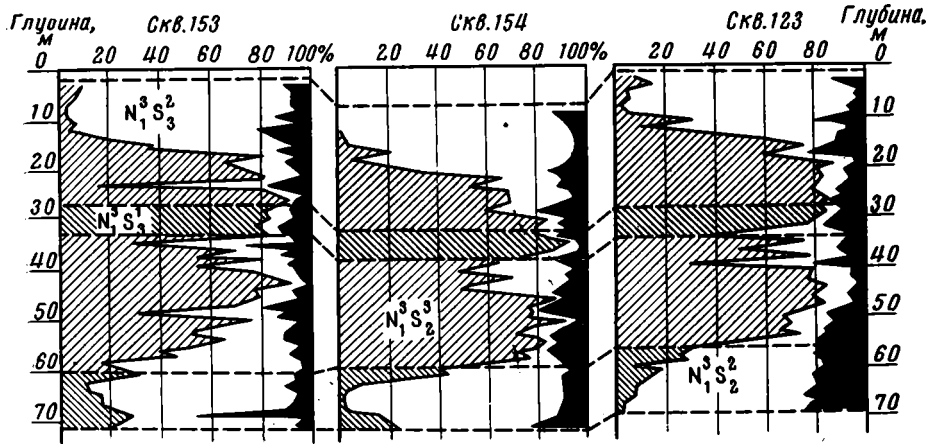
---

[1] Определением пресноводных и солоноватоводных остракод из этих прослоек авторы обязаны Н. Н. Найдиной (МГУ), фораминифер — В. Я. Дидковскому (ИГН АН УССР).

дов предшествовавшего размыва, залегают слои, относимые уже к собственно доломитовой толще.

Мощность горизонта изменяется от 20 до 45 *м*.

Верхняя часть доломитовой толщи стратиграфически охватывает горизонт N_1^3 S_3^1 и нижнюю половину херсонского горизонта ($N_1^3S_3^2$) верхнесарматского подъяруса. В литологическом отношении эта часть толщи сходна с отложениями днепропетровского горизонта. Фаунистически ростовский горизонт отличается присутствием в отдельных прослоях обильных Hydrobia aff. elongata и Mactra timida Zhizh. Его мощность



Фиг. 2. Изменение литологического состава сарматских отложений на Донузлавском участке

Заштриховано (в разных горизонтах под разным углом) — доломит, белое — кальцит, черное — нерастворимый остаток (преимущественно глинистая примесь). На разрезах не показано несколько маломощных (0,1—0,3 *м*) прослоев глин. Горизонтальные штриховые линии — границы между стратиграфическими горизонтами

4—6 *м*. Херсонский горизонт охарактеризован редкими и мелкорослыми (в доломитах) Mactra caspia Eichw., M. plana Biel., M. bulgarica Toula. В верхней, существенно известняковой части горизонта мактры образуют местами прослои ракушечников. На Тарханкуте мощность отложений херсонского горизонта колеблется от 20 до 50 *м*; в Альминской впадине она достигает 80—100 *м*.

На Первомайском, Дальнем, Гришинском и Донузлавском поисково-разведочных участках устанавливается наличие одной долимотовой толщи, залегающей в известняковых породах (фиг. 2).

Помимо химико-технологического опробования керна серии пробуренных скважин, доломиты и известняки изучались термическим методом и в прозрачных непокрытых шлифах, предварительно окрашенных ализарин-ротом (реакция Митчелла). Химические анализы подвергались минералогическим пересчетам с целью установления количественных содержаний в породе доломита и кальцита.

По строению и генезису в доломитовой толще выделяется несколько групп доломитовых пород.

1. ХЕМОГЕННЫЕ ДОЛОМИТЫ

По структурным признакам среди них различаются пелитоморфно-сгустковые, микрозернистые и оолитовые разности.

Пелитоморфно-сгустковые и микрозернистые доломиты — это плотные сливные породы светло-коричневато-желтого цвета, очень крепкие, с гладким оскольчатым, иногда раковистым изломом. Залегают в виде тонких (1,5 *см*, редко более) прослоев с ровными (в керне) поверх-

ностями наслоения. В вертикальном изломе таких прослоев часто видны тонкие (1—2 *мм*) слоечки алевритового и песчаникового доломита. Структуры этих доломитов (см. фиг. 7) то однородные микрозернистые (0,06—0,01 *мм*), то неясно-микросгустковые или сгустковые, когда на фоне криптокристаллического доломита (0,003—0,006 *мм*) отчетливо выделяются овальные и неправильно-овальные малопрозрачные сгустки доломита с почти неразличимой зернистостью (менее 0,002 *мм*). В этих

Химический состав известково-доломитовых пород сармата по данным поинтервального опробования скважины № 44
(Западный Тарханкут, меловое поднятие) *

Группа пород	Средние содержания, вес.%									Количество интервальных определений, по которым получено среднее
	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	SO_3	Na_2O+K_2O	П.п.п.	
Известняки доломитистые (доломита 5—25%)	50,45	3,45	0,52	0,31	0,08	0,06	0,11	0,58	43,91	4
Известняки доломитовые (доломита 25—50%)	45,09	8,30	1,26	0,41	0,19	0,07	0,15	0,43	44,23	8
Доломиты известковые (доломита 50—75%)	38,45	13,22	1,99	0,87	0,31	0,10	0,16	0,38	44,55	12
Доломиты известковистые (доломита 75—95%)	31,27	18,53	2,31	1,34	0,38	0,08	0,13	0,36	45,38	10

* Интервалы опробования—1—2 *м*. Химические анализы выполнены в лаборатории треста «Днепрогеология».

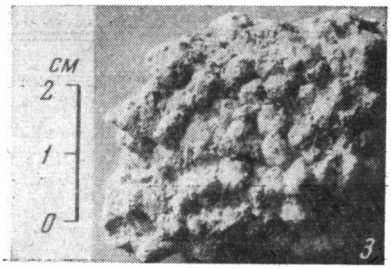
доломитах изредка встречаются мелкие (до 0,3 *мм*) раковинки форминифер и остракод. На поверхностях наслоения иногда наблюдаются отпечатки и ядра мелких кардид и мактр.

Оолитовые доломиты образуют прослои, мощность которых измеряется обычно первыми сантиметрами; в сочетании с другими разновидностями доломитов, преобладая над последними, они образуют иногда пачки мощностью 0,5—0,8 *м*. Размеры оолитов колеблются в пределах 0,2—0,5 *мм*, достигая 1,5 *мм*. Оолитовые оболочки имеют разную толщину и разное количество концентров. В пределах концентров зернистость доломита почти неразличима (менее 0,003 *мм*). Часто наблюдаются сложные оолиты, когда последние концентры охватывают 2—4 оолита и изредка — фрагменты оолитов, некоторые из них становятся ядрами новых оолитов. В массе оолитов в большем или меньшем количестве находятся песчинки и гравий пелитоморфного и водорослевого доломита, а изредка — и известняковые недоломитизированные обломки, мелкие онколиты, копролиты и раковинный детрит. Цементируются оолиты пелитоморфной известково-доломитовой массой, содержащей обычно тонко измельченный шлам. Цемент поровый или контактный. Иногда он полностью замещен (?) зернистым кальцитом, выполняющим все межоолитовое пространство. В последних случаях и оолиты подверглись более или менее сильному раздоломичиванию. Раздоломиченные оолиты обычно утрачивают концентрическую структуру и приобретают неясносферолитовую.

Особенности микроструктуры, отчетливая тонкая слоистость, бедность органическими остатками — все это свидетельствует в пользу первичноосадочного происхождения описанных разностей доломитов.

2. БИОХЕМОГЕННЫЕ (ВОДОРОСЛЕВЫЕ) ДОЛОМИТЫ

Это породы, обязанные своим возникновением жизнедеятельности нескольких групп низких водорослей, преимущественно синезеленых. В доломитовой толще Тарханкута широко распространены онколитовые разности этих пород; строматолитовые прослои встречаются редко и имеют незначительные мощности (10—20 *см*). По предварительной оценке, не менее $^1/_3$ общей мощности толщи составлено онколитовыми доломитами, толщина прослоев которых изменяется от нескольких сантиметров до 0,8—1,5 *м*.



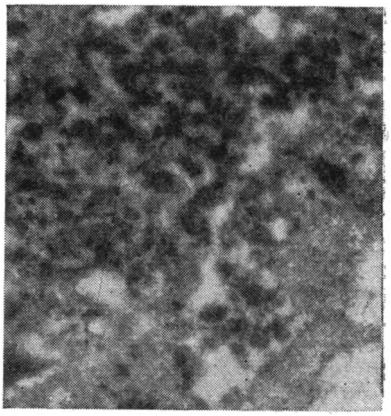
Фиг. 3. Доломит онколитовый

Херсонский горизонт верхнего сармата. Донузлавский участок, скв. № 121, глубина 8,1—8,7 *м*

В одних прослоях онколиты мелкие (до 1 *мм* в поперечнике), в других — более крупные (2—3 *мм*, иногда 4—5 *мм*; фиг. 3) и в единичных случаях по керну установлено присутствие крупных (до 20 *см*) онколитов. Онколиты обладают более или менее хорошо выраженной характерной неправильно-волнистой концентрической слоистостью. Толщина волнистых концентров изменяется от 0,02—0,06 *мм* до 0,1—0,5 *мм*, их количество может быть разным. Многие мелкие формы, обнаруживая внутри следы водорослевых структур, лишены концентрической слоистости и могут определяться как катаграфии (фиг. 4). Последние в тарханкутских доломитах довольно разнообразны.

Фиг. 4. Доломит онколитовый кальцитизированный

Темно-серое и серое — доломит; светло-серое, окружающее онколиты и катаграфии,— вторичный кальцит. Шлиф, 45, николь один. Херсонский горизонт верхнего сармата. Донузлавский участок, скв. № 121, глубина 6,7—7,2 *м*



Фиг. 5. Доломит микросгустковый строматолитовый

Шлиф, ×45, николь один. Херсонский горизонт верхнего сармата. Донузлавский участок, скв. № 121, глубина 16,5—17,2 *м*

Катаграфии и волнистые концентры в онколитах образованы пелитоморфным доломитом, часто обнаруживающим облачно-сгустковые структуры.

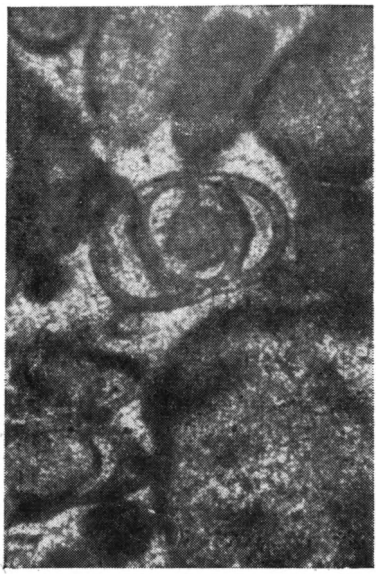
Строматолитовые доломиты представляют собой пористые туфообразные, реже очень плотные горизонтально-волнистослоистые или сводово-

слоистые массы, образованные, как и онколиты, пелитоморфно-сгустковым доломитом (фиг. 5), часто со следами — канальцами от водорослевых слоевищ нескольких морфологических типов. Отдельные пелитоморфные слоечки не содержат водорослевых структур; возможно, они осаждены без участия водорослей.

Отсутствие следов перекристаллизации в онколитах и строматолитах, тонкозернистость слагающего их доломита (менее 0,003—0,007 *мм*), наличие в ядрах некоторых доломитовых онколитов известняковых песчинок могут рассматриваться как доказательство первичности доломитового состава онколитов и строматолитов.

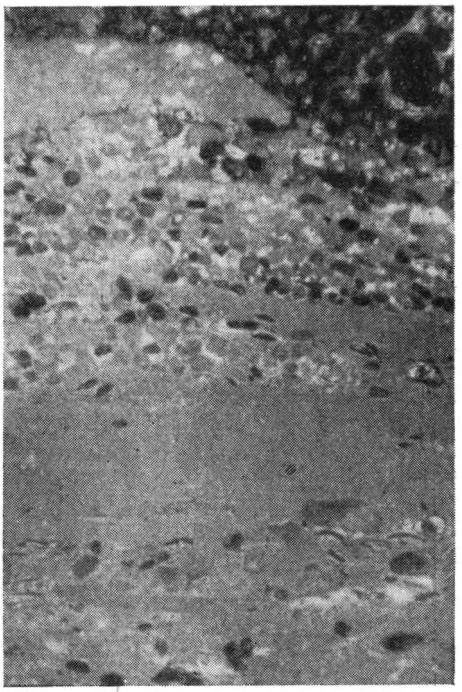
3. ОБЛОМОЧНЫЕ ДОЛОМИТЫ

На Тарханкуте обычны доломитовые алевролиты, песчаники и гравелиты. Они встречаются как в виде более или менее хорошо отсортированных разностей (фиг. 6), так и в виде смешанных обломочных пород (фиг. 7), с разными относительными количествами размерных фракций. Мощность прослоев измеряется десятками сантиметров.



Фиг. 6. Доломитовый песчаник

Песчинки сложены пелитоморфным доломитом. Цемент (на снимке светло-серый) — микрозернистый доломит. Посередине — доломитизированная раковинка фораминиферы. Шлиф, ×135, николь один. Днепропетровский горизонт среднего сармата. Донузлавский участок, скв. № 154, глубина 41,7—42,3 *м*



Фиг. 7. Доломит пелитоморфный с тонкими прослойками песчано-алевритового доломита

Черное и темно-серое — полностью и частично раздоломиченные обломки, серое — доломит, белые пятна — просветы в шлифе. Шлиф, ×30, николь один. Днепропетровский горизонт среднего сармата. Дальний участок, скв. № 132, глубина 62,0—62,5 *м*

Слагающие обломки овальные, угловато-овальные и (в алевролитах) угловатые и состоят большей частью из криптокристаллического доломита. Крупные песчинки и гравий часто включают, в свою очередь, еще более мелкие доломитовые обломки. В ряде шлифов установлено присутствие большого количества (до 50%) обломков водорослевых доломитов, реже доломитовых оолитов и копролитов. Цвет этих обломков, как и их структура, в одном шлифе бывает разным, что указывает, оче-

видно, на происхождение их из разных доломитовых слоев. Изредка наблюдаются песчинки и гравий недоломитизированного пелитоморфного или полидетритового известняка. Обломочный материал цементируется пелитоморфным доломитом. Тип цемента изменяется от базального до порового и контактового.

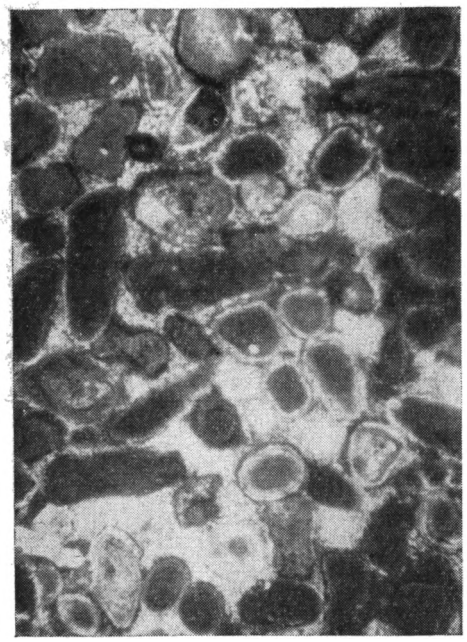
Прослои доломитовых алевролитов и песчаников местами подверглись вторичной кальцитизации и раздоломичиванию. Замещен в первую очередь цемент, а сами обломки сначала остаются доломитовыми, а затем и они корродируются и насквозь «пропитываются» кальцитом до полного замещения. Зерна вторичного кальцита имеют крупность в среднем 0,06—0,1 *мм*, но начальные стадии замещения связаны с «запылением» пелитоморфного доломита цемента и обломков мельчайшими зернышками кальцита (менее 0,01 *мм*), сливающимися затем друг с другом с образованием характерной замысловатой коррозионной сетки. Крупность кальцитовых зерен увеличивается от периферии к середине сплошных кальцитовых зон.

Очевидно, доломитовые обломочные породы возникли за счет неоднократного переотложения уже в какой-то мере литифицированных доломитовых осадков.

4. СМЕШАННЫЕ ДОЛОМИТЫ

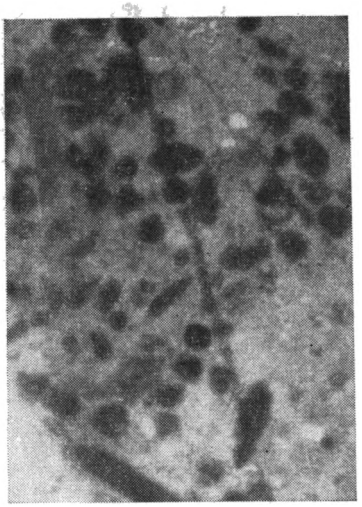
К ним относятся те разновидности доломитовых пород, которые сложены материалом различного генезиса. В шлифах встречены несколько типов.

Копрогенные доломиты встречаются в виде тонких (несколько миллиметров) слоечков, ассоциирующих с другими типами доломитов. Порода примерно наполовину сложена мелкими (0,04—0,08 *мм*) непрозрачными в проходящем свете доломитовыми комочками, содержащими часто



Фиг. 8. Доломит оолито-копрогенный кальцитизированный

Многие копролиты и песчинки имеют оолитовые доломитовые оболочки. Кальцит выполняет межоолитовое и межкопролитовое пространство. Шлиф, ×45, николь один. Ростовский горизонт верхнего сармата. Дальний участок, скв. № 125, глубина 43,2 — 44,0 *м*



Фиг. 9. Доломит копрогенный

Доломитовые копролиты (черное) заключены в микрозернистом доломите (серое). Шлиф, ×40, николь один. Днепропетровский горизонт среднего сармата. Дальний участок, скв. № 125, глубина 61,4—61,6 *м*

тонкий доломитовый шлам (фиг. 8—9). Комочки большей частью овальные, но наряду с ними встречаются и палочкообразные, копрогенная природа которых очевидна. К комочкам примешивается небольшое количество ооломочного материала. Все это цементируется криптокристаллическим или микрозернистым доломитом.

Копрогенно-оолитовые доломиты встречены в нескольких шлифах, макроскопически они неотличимы от оолитовых или песчаниковых доломитов. Порода сложена мелкими (0,1—0,6 *мм*) доломитовыми комочками (копролитами), большинство которых имеет одно- или многослойные доломитовые оболочки толщиной 0,05—0,1 *мм* (см. фиг. 8). Цемент в них поровый доломитовый или кальцитовый. В последнем случае его зернистость (0,08—0,15 *мм*) указывает на вторичное происхождение кальцитового цемента.

Оолитово-онколитовые и онколито-песчаниковые доломиты по характеру главных составных частей аналогичны соответствующим более чистым разностям, описанным выше. В доломитовой толще Тарханкута они встречаются часто и образуют прослои мощностью в десятки сантиметров.

5. СМЕШАННЫЕ ИЗВЕСТКОВО-ДОЛОМИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Химико-петрографические исследования показывают широкое распространение в сармате Тарханкута смешанных известково-доломитовых пород и существование между известняками и доломитами довольно постепенных переходов (см. фиг. 2). Химический состав этих пород представлен в таблице.

Наиболее обычными на Тарханкуте известково-доломитовыми породами являются их сильно глинистые и мергелистые разности. Мощность таких прослоев измеряется сантиметрами и первыми десятками сантиметров. Доломитистые

Фиг. 10. Гравий пелитоморфного (светло-серые мелкие обломки вверху) и онколитово-оолитового (светло-серый крупный обломок внизу) доломита в мелкокомковатом известняке (черное)

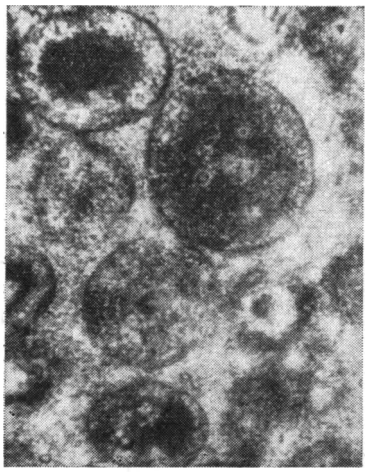
Шлиф, ×4, николь один. Херсонский горизонт верхнего сармата. Дальний участок, скв. № 140, глубина 37,0—38,0 *м*

Фиг. 11. Доломитовый гравелит с редкими известняковыми песчаниками и гравием (известняковые обломки на снимке не отличимы от доломитовых)

Шлиф, ×4, николь один. Днепропетровский горизонт среднего сармата. Первомайский участок, скв, № 6, глубина 52,6—52,7 *м*

известняки представлены большей частью раковинно-детритовыми, детрито-оолитовыми и т. п. разновидностями. Обломки раковин моллюсков, раковинки фораминифер и остракод иногда доломитизированы, но основная масса доломита сосредоточена в цементе (обычно порового типа), где она находится в тонкой смеси с мелкозернистым (0,01—0,08 *мм*) кальцитом (фиг. 10, 11). Доломит наблюдается в виде хорошо образованных ромбоэдров, но чаще более мелких, чем кальцитовые зерна и его диагенетическая природа несомненна.

Другая группа известково-доломитовых пород представлена теми же структурными разновидностями, что и описанные выше доломиты, но их повышенная известковистость является вторичной и обусловлена процессами раздоломичивания и кальцитизации. В таких породах доломит обычно встречается перекристаллизованным, в виде ромбоэдров крупностью до 0,03—0,05 *мм* (в среднем 0,008—0,01 *мм*), образующих небольшие скопления или рассеянных в зернистом (от 0,04—0,06 до 0,1—0,2 *мм*) кальцитовом цементе. При этом часто наблюдается замещение пелитоморфного доломита цемента, оолитов и песчинок кальцитом (фиг. 12).



Фиг. 12. Оолитовая известково-доломитовая порода

Криптокристаллический доломит в оолитах сохранился только в отдельных местах. Шлиф, ×30, николь один. Херсонский горизонт верхнего сармата. Дальний участок, скв. № 140, глубина 35,0—36,2 *м*

Точный учет количественных соотношений установленных генетических типов пород в доломитовой толще пока затруднителен. Приблизительно определено, что наиболее распространены обломочные доломиты, затем — водорослевые, далее следуют пелитоморфные, оолитовые и другие разновидности. Основываясь на данных петрографического изучения тарханкутских доломитов, учитывая их соотношения с существенно известковыми породами и угнетенный облик содержащейся в доломитах фауны можно полагать, что основная масса доломитового вещества имеет седиментационное (хемогенное и биохемогенное) происхождение, но в формировании доломитовой толщи и наблюдающегося структурного разнообразия большую роль сыграли процессы многократного переотложения осажденного доломитового материала в условиях мелководной обстановки в тарханкутском районе сарматского моря. Диагенетическая доломитизация, о проявлении которой свидетельствует частичная доломитизация раковинного материала и распространение в доломитовых известняках ромбоэдрического доломита, судя по наличию в доломитах совершенно недоломитизированных известняковых песчинок и гравия, имела все же второстепенное значение.

Судить в деталях о гидрохимической эволюции южноукраинского сарматского моря, обусловившей доломитонакопление в тарханкутском районе, конечно, трудно, тем более, что имеющиеся данные указывают на асинхронность и различия ее в разных областях бассейна.

Общее строение нижне-среднесарматской толщи Степного Крыма определенно указывает на последовательную смену во времени в этой области трех крупных седиментационно-биономических режимов.

Резкое преобладание в разрезе нижнего сармата и новомосковского горизонта терригенных фаций (черные глины, местами с обильным обуглившимся растительным детритом, отпечатками листьев и веточек

деревьев) можно расценивать как следствие интенсивного речного стока и достаточно влажного климата. В этих условиях замкнутый бассейн, очевидно, был только солоноватоводным, что подтверждается характером моллюсковой фауны и обилием домиков личинок ручейников (отряд Trichoptera) в черных глинах верхов нижнего сармата Красноперекопского района (с. Гришино) и Керченского п-ова (с. Малый Бабчик).

Васильевский горизонт повсеместно почти целиком сложен уже хемогенно-органогенными фациями (существенно известковистыми), что можно объяснить наметившейся аридизацией климата в области современного Причерноморья во вторую половину среднесарматского времени (Молявко, 1960). В малодоломитистых известняковых фациях этого горизонта на Тарханкуте комплексы моллюсков довольно богаты и в систематическом и в количественном отношениях (хотя все они представлены лишь эвригалинными родами). Весьма многочисленны фораминиферы, среди которых Nubecularia играют породообразующую роль; часто встречаются мшанки Membranipora, черви Serpula sp., Spirorbis helicifomis Eichw., в отдельных прослоях попадаются трубки червей рода Pectinaria и изредка домики личинок ручейков. В солоноватоводном характере отложений васильевского горизонта трудно усомниться, но соленость бассейна, в связи с уменьшившимся речным стоком в условиях аридизации климата, очевидно, повысилась сравнительно с новомосковским временем. Учитывая совместную встречаемость в этих отложениях пектинарий, обитающих в современных морях с соленостью не ниже 1,5—1,2%, и домиков личинок ручейников, не выдерживающих солености свыше 1,7—2,0%, соленость моря в тарханкутском районе в васильевское время провизорно можно оценивать величиной около 1,5—2,0%.

Преобладание в разрезе днепропетровского горизонта хемогенных и биохемогенных фаций (доломитовые породы), по-видимому, было обусловлено дальнейшим относительным повышением солености вод в тарханкутском районе и установлением нового седиментационно-биономического режима, который в главных своих чертах удерживался здесь примерно до середины херсонского времени позднего сармата.

Однако намеченная картина является, вероятно, слишком общей, чтобы отражать действительный ход развития обстановки доломитонакопления в деталях.

В низах днепропетровского горизонта на Тарханкуте залегает пачка доломитистых и доломитовых известняков и мергелей, заключающих сильно обедненный моллюсковый комплекс. Именно в этой пачке встречаются тонкие (первые сантиметры) прослойки доломитистых глин и мергелей с пресноводной фауной. Высокий процент глинистой составляющей в этих осадках при наличии в них пресноводной фауны может рассматриваться как свидетельство их отложения в условиях малосоленого бассейна. Именно в этих условиях уже началось, соответственно, и осаждение доломита. Однако устанавливающаяся обратная зависимость между содержанием в доломитовых породах глинистой примеси и доломита (см. фиг. 2) показывает, что существовал какой-то оптимальный нижний предел солености, понижение от которого уже снижало темп доломитообразования. Основная масса доломита осаждена, по-видимому, в условиях относительно более высокой солености, но судить о ней в абсолютных значениях пока не представляется возможным.

По вопросу о форме магнезиального соединения, поступающего в осадок, как известно, существуют разногласия. Одни считают, что доломит осаждался непосредственно из морской воды; другие настаивают на диагенетической природе осадочного доломита, возникающего в процессе взаимодействия осажденного кальцита и основных солей

$MgCO_3$. Развивая последнюю точку зрения, ряд исследователей отмечают вместе с тем, что при определенных условиях в осадок может выпадать не промежуточное магнезиальное соединение, а собственно доломит (Сапожников, 1942, 1951; Страхов, 1956; Теодорович, 1955, 1960).

Пелитоморфный или криптокристаллический облик хемогенных и биохемогенных тарханкутских доломитов, наряду с отмеченными выше их особенностями, свидетельствует в данном случае скорее всего в пользу непосредственного осаждения доломита из морской воды. Определяющее значение в доломитоосаждении имела, по-видимому, специфика солевого состава вод южноукраинского сарматского моря, обогащавщихся привносимым реками магнием, в особенности начиная с васильевского времени. Следствием этого неизбежно явилось постепенное изменение солевого состава вод сарматского моря. Са, в частности, в громадных количествах аккумулировался в осадках в органогенных образованиях, тогда как содержание Mg в водах должно было относительно возрастать (а по-видимому, и абсолютно). К началу днепропетровского времени на отдельных участках южноукраинского моря сложилась обстановка, при которой стало возможным осаждение доломита из морской воды.

Одним из важных условий этой обстановки в тарханкутском районе было сочетание мелководья (о чем свидетельствует характер карбонатных фаций) и жаркого климата, что в результате упаривания воды (эффективно сказывавшегося именно на мелководье) повышало отношение $\frac{Mg}{Ca}$ до таких значений, когда в отдельные моменты в осадок могли выпадать непосредственно доломитовые илы. В более глубоководных и соответственно менее соленых участках (например, район Альминской впадины в среднесарматское время) и в прибрежной полосе, опреснявшейся реками, доломитовое осадконакопление вообще протекало лишь эпизодически, подавляясь отложением известковых и терригенных осадков.

Наряду с хемогенным процессом в условиях тарханкутского мелководья огромную роль в доломитообразовании играло биохемогенное осаждение в результате жизнедеятельности водорослей. Осуществление ими (вообще способными к концентрации солей магния; Маслов, 1960) процессов фотосинтеза повышало значение pH до величин (возможно, около 9), при которых осаждался доломит, покрывавший водорослевые колонии и обусловливавший образование доломитовых онколитов и строматолитов. Водоросли выступали здесь, таким образом, в роли своеобразного интенсификатора процесса доломитоосаждения. Нельзя исключить, что биохемогенное происхождение имеет и часть пелитоморфно-сгусткового и даже тонкокристаллического доломита, так как в осаждении карбонатов из воды принимают участие различные группы водорослей, а формы осажденного этим путем карбоната различны (Воронихин, 1953; Еленкин, 1936; Маслов, 1960, 1961).

В целом же сарматские доломиты Тарханкута по своему генетическому положению определенно близки к доломитам солоноватоводного происхождения других областей: девонским Башкирии (Беккер, 1962), юрским Каратау (Геккер, 1948), алайским и туркестанским Ферганы (Осипова, 1956; Кондратьева и Холодов, 1955; Холодов, Комарова и Кондратьева, 1957), неогеновым Горного Алтая (Лискун и Девяткин, 1964), ГДР и ФРГ (Kläh n, 1929), а среди современных отложений могут иметь своим примерным аналогом доломитовые осадки Балхаша (Сапожников, 1951). Это, однако, требует дальнейшего изучения.

Ориентировочный подсчет запасов доломитов на наиболее перспективных участках Тарханкутского месторождения позволяет оценивать их многими миллиардами тонн. Небольшая глубина залегания, пласто-

вый характер почти горизонтально залегающих доломитов являются благоприятными для их открытой разработки.

Дальнейшее изучение генетических особенностей и закономерностей распространения доломитов в неогеновых отложениях может привести к выявлению новых промышленных месторождений этого вида минерального сырья на юге нашей страны.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. Избранные труды, т. 1. Изд. АН СССР, 1961.

Беккер Ю. Р. Континентальные доломиты девона Башкирского антиклинория. Докл. АН СССР, т. 147, № 2, 1962.

Білокрис Л. С. Стратиграфічний поділ сарматських відкладів Борисфенської затоки за фауною молюсків. Доп. АН УРСР, № 8, 1962.

Вассоевич Н. Б. К геологии горы Зеленского и горы Костенкова (Таманский п-ов). Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, сер. А. вып. 19, НКПТ, 1932.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. Совещ. по осад. породам, вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.

Виноградов С. С. Доломиты. В сб. «Оценка месторождений при поисках и разведках», вып. 17, 1961.

Воронихин Н. Н. Растительный мир континентальных водоемов. Изд. АН СССР, 1953.

Геккер Р. Ф. Каратауское местонахождение фауны и флоры юрского возраста. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 15, вып. 1, 1948.

Дзенс-Литовский А. И. Геология и геоморфология Тарханкутского полуострова. В сб. «Очерки по физ. географии Крыма», вып. 2, ОНТИ, 1938.

Дидковский В. Я. Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер. Автореф. докт. дисс., Киев, 1964.

Еленкин А. А. Синезеленые водоросли СССР. Общая часть. Изд. АН СССР, 1936.

Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. Гостоптехиздат, 1958.

Колесников В. П. Верхний миоцен и нижний плиоцен. Стратиграфия СССР, т. XII. Изд-во АН СССР, 1940.

Кондратьева И. А., Холодов В. Н. О некоторых особенностях образования доломитовых пород туркестанского яруса палеогена Ферганы. Вопросы минерал. осад. образ., кн. 2, Львов, 1955.

Краснов Е. В. Про відкриття нових родовищ доломітів у Криму. Геол. журнал АН УРСР, т. 24, вип. 4, 1964.

Лапчик Т. Ю. Характеристика неогенових відкладів пониззя р. Інгульця. Тр. Ін-ту геології АН УРСР, т. 8, Киев, 1936.

Лискун И. Г., Девяткин Е. В. О первичных доломитах из континентальных неогеновых отложений Чуйской котловины Горного Алтая. Докл. АН СССР, т. 158, № 2, 1964.

Маймин З. Л. Третичные отложения Крыма. Тр. ВНИГРИ, вып. 1. Гостоптехиздат, 1951.

Маслов В. П. Строматолиты. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 41. Изд. АН СССР, 1960.

Маслов В. П. Водоросли и карбонатоосаждение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1961.

Мелконян Л. И. К стратиграфии миоценовых отложений впадины Карашор. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 46, 1961.

Молявко Г. І. Неоген півдня України. АН УССР, Киев, 1960.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского п-ова. Госгеолтехиздат, 1960.

Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4. Изд. АН СССР, 1956.

Попов Н., Коюмджиева Е., Дикова П., Дейкова З. Стратиграфия и литология на сармата в северо-западна България. Годишник Главн. управл. геол., т. 14, София, 1964.

Сапожников Д. Г. Известково-доломитовый ил оз. Балхаш. Докл. АН СССР, т. 36, № 4—5, 1942.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 132, геол. сер. (№ 53), 1951.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис», Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, том 3. Изд. АН СССР, 1962.
Султанов К. М. Стратиграфия и фауна верхнего миоцена Восточного Азербайджана. Изд. АН АзербССР, Баку, 1953.
Теодорович Г. И. К вопросу о происхождении осадочных известково-доломитовых пород. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 5, 1955.
Теодорович Г. И. О генезисе осадочного доломита. Тр. Ин-та геол. и разработки горюч. ископаемых, вып. I. Изд. АН СССР, 1960.
Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. (Опыт структурно-фациального анализа), статья 2. Связь доломитообразования с развитием антиклинальных структур. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1957.
Daly R. A. First calcareous fossils and evolution of limestone. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 20, 1909.
Klähn H. Die Genese lakuster Dolomite und Kieselausscheidungen (Fall Garben Teich bei Giessen) und ihre Uebertragung auf die Entstehung mariner Dolomite und Kieselausscheidungen. Neues Jahrb. Min., Abt. B. B. 61, 1929.
Szederkenyi T. Uledékképzödesi idötartamszamitas a délmecseki szarmata rétegekben. Földt. közlöny, t. 93, N 1, 1963.

Криворожский горнорудный институт
Крымская комплексная
геологическая экспедиция
Институт минеральных ресурсов
Симферополь

Дата поступления
16.VI.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 553.67

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АУТИГЕННЫХ ЦЕОЛИТОВ — ЛОМОНТИТА И ГЕЙЛАНДИТА — В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ТАРБАГАТАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЯ

Е. З. БУРЬЯНОВА, В. В. БОГДАНОВ

1. ХАРАКТЕРИСТИКА УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Тарбагатайское месторождение угля расположено в западной части Читинской области, в долине р. Хилок, и приурочено к континентальной угленосной толще мезозойского возраста, которую Г. Г. Мартинсон (1955) расчленил на три свиты: букачачинскую (J_2, до 167 *м*), улангангинскую (J_3 — Cr_1, от 320 до 500 *м*) и тургино-витимскую (Cr_1^{2-3}, от 725 до 1125 *м*).

В. В. Богданов (1960) в составе этих свит на основе литологических признаков и характера угленосности, а также палинологических определений, выделил местные подсвиты: кандагайскую, тарбагатскую, шебартуйскую, зугмарскую, тигнинскую, новопавловскую и хилокскую; при этом две первые составляют улангангинскую свиту, а остальные — тургино-витимскую.

Угленосные отложения со структурным несогласием залегают на кристаллических породах фундамента (протерозой и нижний палеозой), причем нижние горизонты толщи выполняют неровности палеорельефа. Они смяты в две мульдообразные складки с субширотным простиранием осей и пологим падением крыльев, осложненных серией мелких складок иногда брахисинклинального характера. Северные контакты угленосных отложений с породами фундамента — стратиграфические; южные крылья обеих мульд оборваны надвигом амплитудой по 650 *м*. Тургино-витимская свита с угловым несогласием залегает на двух лежащих ниже свитах.

Угленосные отложения представлены переслаивающимися обломочными породами с различной крупностью зерен (от грубых конгломератов до аргиллитов), углями и углистыми породами, а также известняками и мергелями. К угленосной толще приурочено до 22 пластов и прослоев угля, 16 из них местами достигают рабочей мощности. По степени метаморфизма угли относятся к переходным от бурых к каменным (ближе к последним, марка БД в донецкой классификации). Степень литификации вмещающих пород относительно невысокая: большинство обломочных пород довольно рыхлые и дезинтегрируются при слабом механическом воздействии; породы пелитового состава скорее можно отнести к глинам, чем к настоящим аргиллитам. Однако вследствие развития вторичного карбонатного цемента встречаются и крепко сцементированные породы. Иногда наблюдается и первичный базальный известковистый цемент.

По генетической классификации Г. А. Иванова (1959), Тарбагатайское месторождение угля приурочено к зоне внутренних прогибов на

молодой подвижной платформе, характеризующейся довольно значительными скоростями погружения (общая глубина погружения до 1200 *м*) и амплитудами колебательных движений во время седиментогенеза.

Условия формирования угленосной толщи месторождения сложны. Накопление осадков происходило в обширной межгорной долине, в которой располагалась цепь озер и связывающих их рек. Климат в пределах исследуемого района и во всей Сибирской провинции в это время был умереннотеплый, влажный (Вахромеев, 1964).

Осадки самых нижних горизонтов букачачинской свиты накапливались в наиболее пониженных частях палеорельефа. Свита представлена шестью ритмами, состоящими из осадков различных фаций; преобладают отложения застойных водоемов, озер и торфяных болот. В восточной части площади повышается количество осадков аллювиальных и дельтовых фаций, появляются также осадки предгорий. Снос обломочного материала происходил в основном с севера и северо-запада, из обширной удаленной области сноса, сложенной главным образом гранитоидами и метаморфическими породами основного состава. Немалую роль при формировании букачачинской свиты, особенно ее нижних горизонтов, играл также обломочный материал, поступавший с окружавших область седиментации водоразделов.

Нижняя часть улангангинской свиты — кандагайская подсвита — сложена осадками фаций озер и застойных водоемов. В ее разрезах преобладают тонкозернистые обломочные породы: алевролиты и аргиллиты; песчаники и карбонатные породы встречаются в подчиненном количестве. В тарбагатайской подсвите широко развиты отложения речных русел и пойм, слагающие значительное число ритмов эрозионного типа и представленные крупнообломочными породами. Снос обломочного материала происходил с севера и юга, причем при формировании нижних горизонтов подсвиты материал поступал в основном с севера, а верхних — с юга. Южная область сноса располагалась значительно ближе северной.

Осадки шебартуйской подсвиты, так же как и букачачинской свиты, выполняли неровности палеорельефа, сформировавшегося после процессов складкообразования. На северо-восточной площади распространения подсвиты развиты отложения предгорий, представленные мощными толщами конгломератов, сменяющихся к юго-западу аллювиальными, дельтовыми и озерными отложениями. В терригенном материале нижних горизонтов подсвиты встречается много обломков пород, лежащих ниже свит (гальки из мезозойских обломочных пород и окатанные обломки углей). Для этой подсвиты характерны и обломочные (переотложенные) угли. Основное направление сноса обломочного материала — юго-западное; область сноса располагалась близко от современных границ месторождения. Периодически обломочный материал приносился издалека потоками меридионального и юго-восточного направлений.

Характер осадконакопления трех лежащих выше подсвит — зугмарской, тигнинской и новопавловской — сходен. Подсвиты сложены в основном песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями с подчиненным количеством гравелитов, углистых и карбонатных пород. Преобладают осадки озер, застойных водоемов, прибрежного мелководья и торфяных болот. Аллювиальные отложения находятся в подчиненном количестве и развиты в северо-восточной части площади. Снос обломочного материала происходил с юго-запада. Область сноса, по сравнению со временем накопления осадков шебартуйской подсвиты, находилась дальше. К началу накопления хилокской подсвиты в депрессии наступил устойчивый озерный режим, вследствие чего в разрезах хилокской подсвиты резко преобладают осадки фаций застойных водоемов и озер.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕОЛИТОВ

В цементе песчаников и гравелитов угленосных отложений (J_2 — Cr_1) установлены аутигенные цеолиты — ломонтит и гейландит, содержание которых варьирует в широких пределах (табл. 1). В некоторых слоях они не установлены, местами же их содержание в легкой фракции достигает 47—53% (по подсчетам зерен).

Таблица 1

Распространение цеолитов в угленосных отложениях Тарбагатайского месторождения

Свита	Подсвита	Количество изученных образцов	Содержание цеолитов в легких фракциях (в %)		Участки месторождения	Комплекс сопутствующих аутигенных минералов
			ломонтит (облик призматический)	гейландит (облик пластинчатый)		
Тургиновитимская (Cr_1^{2-5})	Новопавловская	8	0—8	0—0,9	Восточный	Пирит, карбонаты (мало), зеленая гидрослюда, монтмориллонит
	Тигнинская	10	0—3,5		То же	Пирит, карбонаты (мало), монтмориллонит
	Зугмарская	2	0,3—1,3	0—4,1	» »	Пирит, зеленая гидрослюда
	Шебартуйская	8	2,8—39,4	2,8—47,0	» »	Кальцит (мало), монтмориллонит, пирит (мало), анатаз (очень мало)
		13	0,6—53,0	0,2—0,8	Центральный	
		2	0,9—3,5	1,9—7,0	Северо-западный	
Улангангинская (J_3—Cr_1^1)	Тарбагатайская	10	0,3—7,2	0	Юго-западный	Пирит
		14	0—1,0	0—3,6	Северо-западный	Кальцит, пирит (мало)
	Кандагайская	10	0—24,8	0—14,7	То же	Монтмориллонит, кальцит (мало)
Букачачинская (J_2)		4	0—1,5		Западный	Монтмориллонит, пирит (мало)

Наиболее высокое содержание ломонтита отмечено в шебартуйской подсвите в восточной и центральной частях месторождения, повышенное — в отложениях кандагайской и тарбагатайской подсвит (западных участков).

Распространение гейландита по отдельным подсвитам в общих чертах аналогично ломонтиту; обычно в пробе с повышенным содержанием ломонтита и гейландит отмечается в повышенных количествах.

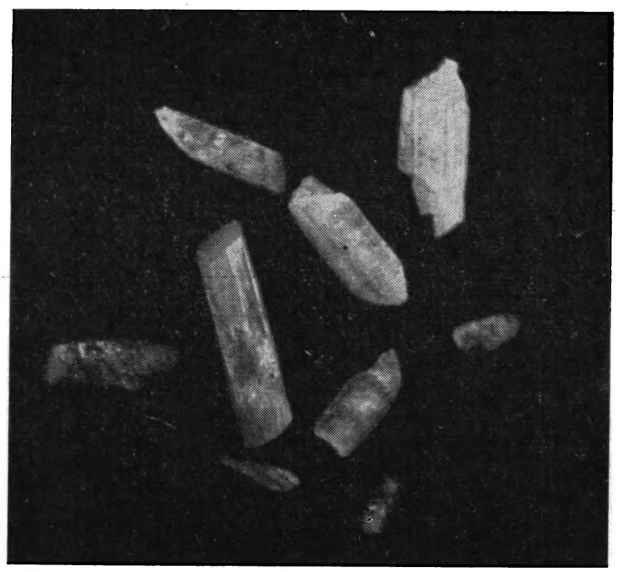
Наиболее цеолитоносные слои шебартуйской подсвиты центрального участка находятся на 60—70 *м* стратиграфически ниже одновозрастных слоев восточного участка, т. е. в хронологическом отношении их можно считать образованиями близко одновременными.

Наиболее цеолитоносными являются кандагайская и шебартуйская подсвита, залегающая на размытой поверхности улангангинской свиты.

В отложениях зугмарской, тигнинской и новопавловской подсвит содержание цеолитов резко снижается до полного исчезновения. Цеолиты не встречены в горизонтах, содержащих уголь или обогащенных рассеянными углефицированными растительными остатками. Например, в угольном, подугольном и надугольном горизонтах тигнинской подсвиты они отсутствуют.

Ломонтит представлен хорошо образованными кристаллами призматического или игольчатого облика длиной 0,25—0,5 *мм* (фиг. 1). Главными кристаллографическими формами его являются (110), (203), реже

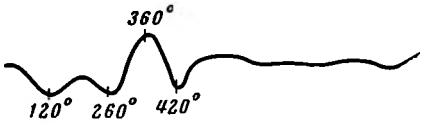
(101). На гранях (110) обычно наблюдается вертикальная штриховка. Бесцветен, прозрачен. Очень хрупок. Твердость средняя, спайность совершенная по (110) и (010); двуосный отрицательный, угол $2V$ небольшой, погасание косое, $\angle$ SpNg^1 до 30°. Показатели преломления: $ng^1 =$



Фиг. 1. Кристаллы ломонтита, ×30, без анализатора

$= 1{,}513$, $nm^1 = 1{,}510$, $np^1 = 1505$. Цвета интерференции белые. Иногда под микроскопом наблюдаются двойники. В HCl желатинирует.

Спектральным анализом в ломонтите кроме Si, Al и Ca установлены следующие элементы (%): Mg 0,1—0,3; Fe 0,1—0,3; Na 0,1—0,3; Ti 0,03—0,1; Sr 0,03—0,1; Ba ~0,03, Mn 0,001—0,003; V — 0,001—0,003; Ga ~0,001; Zn 0,001—0,003.



Фиг. 2. Дифференциальная кривая нагревания ломонтита

Как известно, ломонтит является примером гетерополярного изоморфизма, в котором Na^{1+} Si^{4+} замещают Ca^{2+} Al^{3+}, что, по-видимому, имеет место и в исследуемом ломонтите. Барий и стронций, вероятно, отчасти замещают кальций.

По Штрунцу, тип формулы ломонтита имеет вид $A(BX_2O_6)_2 \cdot 4H_2O$, где A = Ca, Na, K; B = Al, Fe; X = Si.

Пересчет химического анализа ломонтита (табл. 2) дает следующую формулу

$$(Ca_{1,076}Na_{0,040}K_{0,084})_{1,20}\,[(Al_{1,958}Fe_{0,026}Ti_{0,004})_{1,988}\,Si_4O_{12}]\cdot 4{,}1H_2O.$$

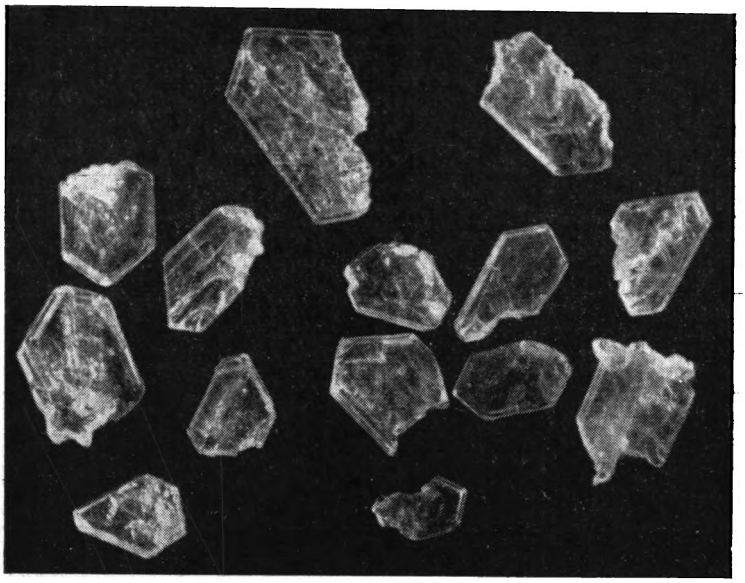
Сумма положительных валентностей равна 24,248, в то время как 12 атомов кислорода имеют отрицательный заряд, равный 24. Излишек положительных валентностей 0,248 объясняется избыточным количеством катионов группы A (1,2 вместо 1,0), что, по-видимому, можно отнести за счет погрешности анализа.

Термический анализ ломонтита показывает наличие эндотермических эффектов при температурах 120°, 260° и 420°, соответствующих выделению воды различных типов: гигроскопической, цеолитной и кристаллиза-

ционной (фиг. 2). Дифференциальная кривая нагревания ломонтита не отклоняется от эталонных кривых (Иванова, 1961).

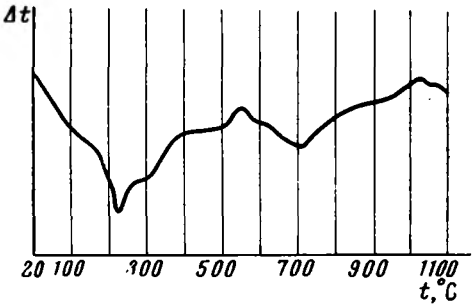
Рентгенометрические данные ломонтита (табл. 3) сходны с эталонными (Михеев, 1957).

Гейландит в незначительном количестве отмечается почти во всех подсвитах, и только в отдельных слоях шебартуйской подсвиты содержание его достигает 47%.



Фиг. 3. Кристаллы гейландита, увел. 30, без анализатора

Гейландит образует пластинчатые кристаллы, нередко псевдогексагонального облика (фиг. 3), размеры их достигают 0,25—0,5 *мм*, однако подавляющее большинство кристаллов его менее 0,25 *мм*. Бесцветен, нередко светло-оранжевый, прозрачен, твердость 3,5—4, хрупок, спайность совершенная в трех направлениях. Под микроскопом бесцветен, иногда слегка желтовато-розовый, что обусловлено тонкодисперсными включениями гидроокислов железа, приуроченных главным образом, к трещинам спайности. Двуосный отрицательный, угол $2V$ большой, дисперсия оптических осей $r>v$ слабая. Показатели преломления $ng^1=1{,}498\pm0{,}002$, $np'=1{,}487\pm0{,}002$. Цвета интерференции белые. Погасание прямое в отношении штрихов спайности, иногда угол cNp=6—7°. Штрихи спайности пересекаются под прямым углом. Под микроскопом наблюдаются секториальные тройники. Желатинирует с кислотами.



Фиг. 4. Дифференциальная кривая нагревания гейландита

Результаты спектрального анализа гейландита из отложений шебартуйской подсвиты представлены в табл. 4.

Результаты химического анализа гейландита приведены в табл. 5.

Таблица 2

Результаты химического анализа ломонтита

Компоненты	Содержание (вес. %)	Пересчет на 100	Молекулярные количества (×10 000)	Атомные количества катионов	Коэффициент	Заряды
SiO_2	44,38	49,72	8274	8274	4	16
TiO_2	0,07	0,08	0010	10	0,004	0,016
Al_2O_3	18,44	20,66	2027	4054	1,958	5,874
Fe_2O_3	0,40	0,44	0028	56	0,026	0,098
					B =1,988	
MgO	Следы	—	—	—	—	—
MnO	Не обн.	—	—	—	—	—
CaO	11,15	12,49	2227	2227	1,076	2,152
Na_2O	0,23	0,26	0042	84	0,040	0,040
K_2O	0,90	1,01	0107	214	0,084	0,084
					A =1,200	
H_2O^+ (п.п.п.)	12,52	14,02	} 8515	17030		
H_2O^-	1,18	1,32				
Нерастворимый осадок	11,16	—	—	—		
Сумма	100,43	100,00	—	—	—	24,248

Аналитик А. Н. Михайлова (ВСЕГЕИ).

Расчетный фактор — $\frac{8274}{4}$ =2068,5.

Таблица 3

Результаты рентгенометрического анализа ломонтита

Ломонтит исследуемый		Ломонтит эталонный (Михеев, 1957)		Ломонтит исследуемый		Ломонтит эталонный (Михеев, 1957)	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
5}	10,05	10	10	7	3,06	4	3,02
7}	9,02	10	9	6	2,88	6	2,85
2}	(7,79)	—	—	4	2,80	4	2,79
2}	(7,25)	6	7,2	5	2,60	4	2,59
6	6,66	6	6,6	8	2,46	6	2,43
2	6,23	—	—	6	2,38	4	2,36
2	5,60	—	—	4	2,28	2	2,26
3	5,06	2	5,0	3	2,22}	6	
4	4,73	4	4,6	8	2,16}		2,17
3	(4,54)	—	—	3	2,10	2	2,08
9	4,16	{ 7	4,29	2	(2,05)	—	—
		{ 8	4,07	4	2,02	2	1,99
3	(3,89)	—	—	6	1,96	4	1,95
6	3,66}			2	(1,90)	—	—
10	3,52}	8	3,56	7	1,86	4	1,87
4	(3,37)	6	3,40	2	1,83	—	—
3	3,28	6	3,24	5	1,72	2	1,76
6	3,19	4	3,13	3	1,68	2	1,70
6	1,66}			6	1,345		
7	1,62}	6	1,62	3	1,329		
4	1,60	2	1,593	6ш	1,310		
5	1,576	2	1,566	1	1,288		
7	1,532}			6	1,274		
2	1,523}	4	1,524	4	1,262		
4	{1,493}			1	1,243		
	{1,476}	2	1,492	7	1,232		
6	1,448			8ш	1,203		
4	1,404			4	1,187		
5	1,370				и т. д.		

Условия съемки: Fe-излучение. Диаметр камеры D =57,3 *мм*; диаметр столбика образца d =0,5 *мм*; V =30 *kV*, экспозиция 42 *mah*. Межплоскостные расстояния исправлены по особому снимку смеси с NaCl Аналитик — А. И. Комков.

Формула гейландита, по Штрунцу, имеет следующий вид:

$$Ca(Al_2Si_7O_{18})\cdot 6H_2O \text{ или } A(B_2X_7O_{18})\cdot 6H_2O$$

Пересчет химического анализа исследуемого гейландита произведен по катионам. Вследствие того, что количество кальция в гейландите может варьировать при замещениях натрием и калием, а определение

Таблица 4

Результаты спектрального анализа гейландита

№ образца	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Na	Ti
1	3—10	0,3—1	1—3	~0,01	~0,03	~0,001	~0,1	0,001—0,003
2	3—10	0,3—1	1—3	~0,001	~0,03	~0,001	~0,1	0,001
3	3—10	>5	>5	0,1—0,3	0,1—0,3	0,001—0,003	1—3	0,3—1,0

№ образца	V	Sr	Ga	Zr	Примечания
1	—	~0,01	—	—	Из малой навески
2	—	~0,01	—	—	» »
3	~0,001	0,03—0,1	~0,001	~0,001	

кремнезема в нем осложняется способностью гейландита давать студенистый кремнезем при разложении в кислотах, расчет общего делителя произведен по группе В.

Как отмечалось выше, гейландит имеет желтовато-розовую окраску, обусловленную тонко рассеянными включениями гидроокислов (окис-

Таблица 5

Результаты химического анализа гейландита

Компоненты	Содержание (вес. %)	Пересчет на 100	Молекулярные количества (×10 000)	Атомные количества катионов	Коэффициенты	Заряды
SiO_2	52,52	55,77	928107	9281-X	5,777	23,108
TiO_2	Следы	—	—	—		
Al_2O_3	15,43	16,38	160682	3213-B	2	6,000
Fe_2O_3	0,70	—	—	—	—	—
MgO	Следы	—	—	—	—	—
MnO	Не обн.	—	—	—	—	—
CaO	8,39	8,91	158879	1589	0,989	1,978
Na_2O	0,25	0,26	4194	84	0,052	0,052
K_2O	0,40	0,42	4458	89	0,055	0,055
					A =1,096	
H_2O^+ п.п.п.	15,18	16,12	1013542	20271	—	—
H_2O^-	2,02	2,14	—	—	—	—
Нерастворимый остаток	4,86	—	—	—	—	—
Сумма	99,75	100	—	—	—	31,193

Аналитик — А. Н. Михайлова (ВСЕГЕИ).

Расчетный фактор — $\frac{3213}{2}$ =1606,5.

лов?) железа. Это подтверждается наличием 0,70% Fe_2O_3 в гейландите; поэтому Fe_2O_3 исключается из дальнейших расчетов, как механическая примесь.

В результате вычислений получена следующая формула:

$$(Ca_{0,989}Na_{0,052}K_{0,055})_{1,096}\,Al_2Si_{5,777}O_{15,586}\cdot 6{,}3H_2O$$

Таблица 6

Результаты рентгенометрического анализа гейландита

Гейландит исследований		Гейландит (Михеев, 1957)		Десмин (Михеев, 1957)		Гейландит исследований		Гейландит (Михеев, 1957)		Десмин (Михеев, 1957)	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
9	9,8	8	9,8	10	9,05	2	1,865	—	—	—	—
10	8,6	8	8,5	—	—	6	1,820	—	—	—	—
1	7,6	2	7,8	—	—	6	1,780	6	1,78	—	—
2	6,8	4	6,7	—	—	2	1,732	2	1,74	—	—
4	5,30	6ш	5,2	—	—	2	1,701	2	1,70	—	—
4	5,14										
				—	5,03	6	1,669	2	1,66	—	—
3	4,81	—	—	—	—	4	1,641	—	—	2ш	1,651
7	4,64			7	4,64	8	1,591	2	1,60	5	1,593
6	(4,40)	4ш	4,45	—	—	7	1,556	2	1,556	—	—
3	4,22			—	—	—	—	—	—	5	1,549
10	4,02	10	3,98	10	4,03	3	1,514	—	—	—	—
2	3,81	—	—	2	3,94	2	1,496	4	1,492	—	—
5	3,72	—	—	—	—	2	1,469	4	1,451	—	—
3	(3,49)	6	3,47	—	—	6	1,440	—	—	2	1,437
5	(3,37)	—	—	5	3,44	1	1,422	4	1,420	—	—
7	3,19	6	3,13	2	3,20	4	1,406	—	—	—	—
2	3,10	—	—	—	—	3	1,385	—	—	—	—
10	3,02	8	2,95	9	3,00		1,375	—	—	—	—
2	(2,88)	—	—	—	—	6	1,357	2	1,362	2	1,359
8	2,78	6	2,81	5	2,78	3	1,330	—	—	—	—
4	2,72	4	2,73	—	—	2	1,316	—	—	—	—
4	2,61	—	—	5	2,60	7	1,300	2	1,309	5	1,302
6	2,56	4	2,55	—	—	5	1,275	4	1,275	—	—
4	2,50			—	—	5	1,254	—	—	—	—
2	2,466	4	2,45	2	2,49	7	1,237	4	1,237	2	1,235
6	2,360	—	—	2	2,37	2	1,223	—	—	—	—
2	2,281	—	—	—	—	2	1,198	—	—	—	—
4	2,219	—	—	2	2,24	2	1,190	—	—	—	—
2	2,132	2ш	2,11	—	—	4ш	1,166	2	1,166	—	—
5	2,068	—	—	—	—	2	1,138	—	—	—	—
5	2,036	—	—	5	2,04	3	1,125	—	—	—	—
3	1,974	6	1,97	—	—	3	1,113	—	—	—	—
5	1,900	—	—	2	1,895	3	1,106	—	—	—	—
						5	1,090	2	1,091	—	—
						5	1,066	—	—	—	—
						1	1,056	—	—	—	—
						3	1,042	2	1,043	—	—

Условия съемки: Fe = излучение, диаметр камеры $D = 57{,}3$ *мм*; диаметр столбика образца $d = 0{,}5$ *мм*; $V = 30$ *kV*, экспозиция 42 *mah*. Межплоскостные расстояния исправлены по особому снимку смеси с NaCl. Аналитик — А. И. Комкер.

Таким образом, получена суммарная валентность катионов ниже суммы отрицательных зарядов 18 атомов кислорода, при этом коэффициенты групп A и B соответствуют формуле гейландита, а коэффициент при Si ниже на 1,223. Это объясняется, по-видимому, погрешностью химического анализа при определении растворимого кремнезема вследствие неполного выщелачивания его из нерастворимого остатка [1].

При термическом анализе гейландита получена характерная для него (Иванова, 1961) дифференциальная кривая нагревания (фиг. 4) с эндотермическим эффектом в интервале температур 150—250° (выделение воды) и слабым эндотермическим эффектом при $t = 700°$, по-видимому, соответствующим гематиту, находящемуся в дисперсном состоянии в гейландите.

Рентгенометрический анализ гейландита приведен в табл. 6, из которой следует, что его дебаеграмма сходна с дебаеграммой гейландита и отчасти десмина.

[1] Минералы (ломонтит и гейландит) разлагались 10%-ной HCl; нерастворимый остаток обрабатывался 5—10%-ным содовым раствором дважды в течение двух часов.

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВ

Наблюдения показывают, что гейландит часто встречается в ассоциации с ломонтитом, причем нередко пластинчатые кристаллы гейландита нарастают на призматические кристаллы ломонтита перпендикулярно удлинению последнего.

Максимальное содержание ломонтита приурочено к песчаникам, в которых основным минералом тяжелой фракции является роговая обманка. Нередко отмечались случаи развития ломонтита по роговой обманке и плагиоклазам. Гейландит приурочен к плоскостям спайности измененных терригенных слюд, которые в породах, содержащих гейландит, встречаются в очень большом количестве.

Таким образом, можно предположить ориентирующее влияние растворяющегося минерала на геометрические свойства вновь формирующегося. Цеолиты образовались в довольно крупных поровых пространствах рыхлых песков и гравия, что позволило им свободно развиваться и приобрести правильную кристаллографическую огранку.

Поровые растворы, по-видимому, были обогащены SiO_2, Al_2O_3, CaO, что местами привело к образованию больших количеств аутигенных ломонтита и гейландита в ассоциации с монтмориллонитом; вероятно, это осуществлялось в течение диагенеза осадков. В этих породах нередко отмечается изменение терригенных минералов. Так, роговая обманка и сфен в значительной степени корродированы, а полевые шпаты и слюды разложены и изменены. По-видимому, растворение терригенных минералов предшествовало цеолитообразованию, при этом поступавшие в поровые растворы элементы впоследствии участвовали в образовании цеолитов и других аутигенных минералов. К последним, кроме ломонтита и гейландита, относятся монтмориллонит (преобладает), кальцит (мало), иногда пирит.

Известно, что pH монтмориллонита изменяется в пределах 7,9—9,9; pH кальцита — 9,4—9,5 (Карюкина, 1957), pH гейландита равен 8,4 (определен Н. Л. Лопатиной), ломонтита—9,0 (определен Н. Л. Лопатиной), что указывает на щелочную среду их образования. Схематически изменения кислотности поровых растворов можно представить так: первичные поровые растворы были кислыми, возможно, вследствие наличия гумусовых кислот, образовавшихся за счет разложения растительных остатков; в такой среде в первую очередь растворялись терригенные минералы, имеющие pH щелочного ряда (по Стивенсу и Кэррону, 1950, у роговой обманки pH = 10, полевых штапов — 9—10, сфена — 9). Кислотность поровых растворов постепенно убывает за счет нейтрализующего действия компонентов растворенных минералов; при достижении определенных концентраций Si, Al, Ca и других элементов и щелочности растворов образовывались указанные выше аутигенные минералы. Следовательно, формирование цеолитов начинается не ранее, чем будет исчерпан запас гуминовых кислот (что соответствует полному окислению растительных остатков). Этим, по-видимому, и объясняется тот факт, что в подугольных, угольных и надугольных горизонтах Тарбагатайского месторождения, насыщенных углефицированным растительным веществом, цеолиты практически отсутствуют и, наоборот, максимальные количества их приурочены к слоям, в которых углефицированные растительные остатки либо не зафиксированы, либо отмечены в ничтожно малых количествах.

А. С. Запорожцева (1963) также отмечает, что цеолиты в меловых отложениях на севере Якутии встречаются в неугленосных частях толщ, залегающих между угленосными пачками и свитами.

Как известно, цеолиты широко распространены в меловых и юрских отложениях Забайкалья и Якутии, при этом они представлены главным образом кальциевыми членами этой группы минералов (Запорожцева,

1960); А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, А. С. Запорожцева и другие исследователи (1963) устанавливают зависимость распространенности различных цеолитов от определенных тектонических зон и условий осадконакопления, а именно: в платформенных и приплатформенных зонах полурыхлые породы, содержащие пласты бурых углей, характеризуются развитием гейландита и десмина, а пригеосинклинальные зоны с уплотненными породами и углями ближе к газовым (Г), жирным (Ж) и реже длиннопламенным (Д) — преобладающим распространением ломонтита; с промежуточными зонами связано образование эпидесмина (угли длиннопламенные).

Однако для отложений Тарбагатайского месторождения подобной схемы распределения цеолитов в зависимости от степени метаморфизованности углей не наблюдается. Как уже отмечалось выше, в отложениях шебартуйской подсвиты на восточном участке месторождения гейландит резко преобладает среди аутигенных минералов и тесно ассоциирует с ломонтитом. Угли, находящиеся в этом разрезе, относятся к переходным от бурых к каменным (марка БД). В этой же свите, но на центральном участке, преобладает ломонтит, также находящийся в тесном парагенезисе с гейландитом, нарастающим на его призматических кристаллах. Марка углей также БД.

Как уже отмечалось, цеолитсодержащие осадочные породы центрального и восточного участков в хронологическом отношении близко одновременны, и относительные глубины их погружения одинаковы. Тектонический фактор в данном случае, по-видимому, не влиял на состав аутигенной минерализации и, в частности, на образование гейландита и ломонтита, так как оба эти цеолита находились в одной и той же тектонической зоне.

По-видимому, стройная схема распространения цеолитов в породах различных тектонических зон, установленная А. С. Запорожцевой, имеет исключения.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов В. В. Условия формирования угленосной толщи Тарбагатайского месторождения. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 36, 1960.

Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Изд. «Наука», 1964.

Запорожцева А. С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1960.

Запорожцева А. С. О распространении и условиях образования цеолитов осадочных горных пород. Тр. НИИГА, т. 114, 1960.

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., Вишневская А. Т., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. Литол. и полезн. ископаемые, № 2, 1963.

Иванов Г. А. Генетическая классификация угленосных формаций. М-во геол. и охр. недр СССР, 1959.

Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 90, № 1, 1961.

Карюкина В. Н. Определение минералов по pH их суспензии. Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов», 1957.

Мартинсон Г. Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2, 1955.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

Стивенс Р. Е., Кэррон М. К. Простой полевой метод определения минералов по pH истирания. Переводы по геологии и полезным ископаемым, ч. 181, 1950.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Ленинград

Дата поступления
1.IV.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 553.9(571.56)

УГЛИСТЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛДАНО-ЧУЛЬМАНСКОГО РАЙОНА

(Южно-Якутский каменноугольный бассейн)

А. В. ПАВЛОВ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Алдано-Чульманский угленосный район занимает центральную часть Южно-Якутского каменноугольного бассейна и относится к числу наиболее изученных (Бредихин, 1961; Мокринский и др., 1961). Он представляет собой часть обширной предгорной асимметричной впадины, выполненной юрско-меловыми угленосными отложениями значительной мощности. Угленосная толща покоится на фундаменте, сложенном сильно дислоцированными метаморфическими образованиями архея и протерозоя. В северной части района, между фундаментом и юрско-меловыми породами, заключена маломощная толща нижнекембрийских доломитов и известняков, постепенно уменьшающаяся по мощности и, наконец, полностью исчезающая где-то на большой глубине в центральной части района. Стратиграфический разрез и литологическая характеристика угленосной толщи приведены на фигуре. Общая мощность юрско-меловых угленосных отложений составляет, по геологическим и геофизическим данным, 3700—4000 *м*.

2. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ УГЛИСТЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В угленосной толще, помимо пластов и пропластков угля, число которых превышает 70, а также линз угля, довольно широко распространены мелкие углистые включения, послужившие объектом наших исследований. Они имеют очень прихотливую линзовидно-ветвящуюся форму, располагаются обычно по напластованию, но иногда и секут его. Длина включений составляет от 1—2 до 10—20 *см*, толщина от 1—5 *мм* до 3—5 *см* и более. Как правило, включения угля разбиты очень частой системой мелких эндокливажных трещин. На поверхности породы углистые включения часто оставляют отпечаток рисунка древесной ткани. Включения наиболее характерны для песчаников, в алевролитах и аргиллитах они встречаются очень редко. В угленосной толще они распространены крайне неравномерно. Так, в разрезе кабактинской свиты включения встречаются по вертикали через каждые 5—20 *м*, в остальной части угленосной толщи — через 10—50 *м*, иногда через 100 *м* и до полного отсутствия. Вследствие незначительных размеров углистых включений и ак-

цессорной доли их участия в угленосной толще ни они сами, ни связанные с ними концентрации микроэлементов не могут рассматриваться как полезные ископаемые.

3. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Материал для исследований был собран в 1960—1961 гг. В. П. Ли, Б. Н. Налуцишиным и автором статьи в основном по керну разведочных скважин и отчасти в естественных обнажениях. Всего было собрано 532 пробы углистых включений, которые подверглись микропетрографическому[1], химическому и спектральному исследованиям.

Аншлифы-брикеты, приготовленные из угольного порошка, просматривались на микроскопе МИН-6 в отраженном свете при увеличении 530 раз. Химическое исследование заключалось в проведении технического и элементарного анализов, в определении теплотворной способности и удельного веса[2].

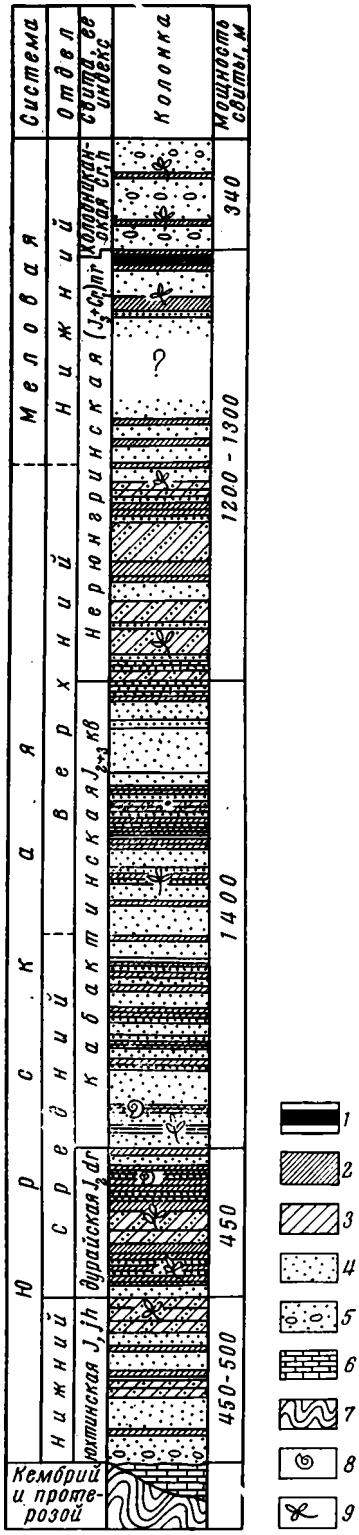
До аналитического состояния пробы угля доводились вручную путем истирания в агатовой ступке. Полуколичественный спектральный анализ выполнен в спектральной лаборатории Института геологии Арктики и спектральной лаборатории Южно-Якутской комплексной экспедиции. Перед анализом пробы угля озолялись при температуре 600°. В золе определяли 41 химический элемент со следующим порогом чувствительности (%): P $5 \cdot 10^{-1}$; Ce $4 \cdot 10^{-2}$; La $2 \cdot 10^{-2}$; As, Ba, Ca, Hg, In, Na, Ta, Th, U $1 \cdot 10^{-2}$; Zn $5 \cdot 10^{-3}$; Cd, Nb, Sb, Sr, W $3 \cdot 10^{-3}$; Cr, Pb $2 \cdot 10^{-3}$; Al, Bi, Cu, Co, Fe, Ge, Mg, Mn, Ni, Si, Sn, Sc, Ti, Tl, V, Zr, Y $1 \cdot 10^{-3}$; Ag, Mo $5 \cdot 10^{-4}$; Be, Ga $3 \cdot 10^{-4}$.

4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Микроскопическое изучение аншлифов-брикетов показало, что уголь включений представлен большей частью гелифицированной тканью древесины и реже пробкой. Внешний вид и данные микроскопических исследований дают возможность заключить,

[1] Микропетрографическое изучение 48 проб выполнено Л. А. Большаковой.

[2] Анализы произведены М. С. Авериной.



Стратиграфический разрез мезозойских угленосных отложений Алдано-Чульманского угленосного района

1 — пласты угля; *2* — аргиллиты и алевролиты; *3* — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; *4* — песчаники; *5* — брекчии, конгломераты, гравелиты; *6* — кембрийские доломиты; *7* — протерозойские кристаллические породы; *8* — пресноводные пелециподы; *9* — флора

Таблица 1

Результаты химического анализа углистых включений и углей (%)

№ пробы	Место отбора пробы	Положение в разрезе угленосной толщи	W^a	A^c	CO_2^c	$S^c_{общ}$	$V^г$	Уд. вес орг. массы, г/см³	$C^г$	$H^г$	$N^г$	$S^г$	$O^г$	$Q^г_б$, ккал
		Налдинская угленосная площадь												
7	Скв. 206, гл. 325 м	Кабактинская свита, углистые включения	0,9	28,4	0,3	0,3	24,5	1,25	91,8	5,6	1,3	0,4	0,9	8977
13	» 107, гл. 96 м	То же	0,6	10,8	0,4	0,56	22,0	1,13	92,1	5,2	1,1	0,6	1,0	8968
7а	» 114, » 88,5 м		0,6	19,3	0,4	0,47	30,7	1,11	90,2	5,3	1,2	0,6	2,7	8824
8	» 142, » 183,2 м		0,4	8,0	2,9	Не опр.	23,1	1,37	93,1	5,3	1,4	0,2*		Не опр.
6	» 226, » 184,5 м		0,4	11,4	0,9	0,5	25,2	1,25	91,7	5,5	1,4	0,5	0,9	8987
П-61	Штольня 39	Кабактинская свита, пл. $Г_7$	1,4	22,9	0,3	0,4	19,6	1,30	90,9	5,5	1,6	0,5	1,5	8712
П-1	Штольня 36	То же $Г_{17-18}$	1,3	17,1	1,6	0,37	25,4	1,24	88,9	3,9	1,7	0,4	5,1	8544
8	Скв. 312, гл. 279 м	Дурайская свита, углистое включение	0,4	8,3	0,8	0,6	20,0	1,27	91,3	4,9	1,3	0,6	1,9	8873
		Кабактинская угленосная площадь												
32	Скв. 44, гл. 191 м	Нерюнгринская свита, углистое включение	0,5	21,3	1,3	Не опр.	21,5	Не опр.	91,4	5,3	1,1	2,2*		Не опр.
33	» 10, » 126 м	Кабактинская свита, углистые включения	0,5	7,1	0,3	0,66	24,5	1,20	88,6	4,9	0,8	0,7	5,0	8549
59	» 30, » 241,5 м	То же	1,0	29,2	1,2	0,37	20,2	1,11	90,5	5,1	1,2	0,5	2,7	8832
45	» 20, » 167,9 м	Дурайская свита, углистые включения	0,8	26,6	0,3	0,42	20,2	Не опр.	89,7	5,0	1,4	0,6	3,3	8635
82	» 20, » 368,0 м	То же	0,5	24,6	1,2	0,54	21,1	1,11	90,1	4,6		0,7	4,6	10785
I	» 38, » 40,0 м	Юхтинская свита, углистые включения	0,4	21,0	2,4	1,9	25,3	Не опр.	90,7	5,4	1,3	2,2	0,4	Не опр.
II	» 40, » 42,1 м	То же	0,5	20,5	0,2	Не опр.	31,4	Не опр.	87,3	5,3	1,3	6,1*		Не опр.
Д-55	Наклонная шахта 6	Кабактинская свита, пл. $Г_{36}$	0,5	30,3	0,6	0,4	27,4	1,24	88,2	5,8	1,6	0,6	3,8	8631
Д-51, 52	Наклонная шахта 5	Кабактинская свита, пл. $Г_{28}$	0,8	19,6	0,15	0,35	30,0	1,26	89,9	5,7	1,75	0,45	2,2	8857
		Муастахское месторождение												
35	Скв. 2б, гл. 182,3 м	Нерюнгринская свита, углистое включение	0,6	8,5	3,5	0,54	18,6	1,16	93,7	5,1	0,6**	0,6		9227
		Нерюнгринское месторождение												
9	Скв. 1с, гл. 99,5 м	Нерюнгринская свита, углистое включение	0,5	12,2	2,5	0,57	19,7	1,28	93,4	5,0	0,8	0,7	0,1	9527
Т-58	Наклонная шахта 13 бис	Нерюнгринская свита, пл. «Мощный»	0,4	16,6	3,4	0,3	20,4	1,28	91,6	4,8	0,9	0,4	2,3	8931

* Сумма кислорода и серы.
** Сумма кислорода и азота.

что углистые включения представляют собой куски древесины (или пробки), погребенные при формировании осадков и превращенные в дальнейшем в каменный уголь.

Физико-химические свойства углистых включений и углей почти не различаются (табл. 1). Проведенные анализы свидетельствуют, что углистые включения находятся на той же стадии углефикации (ПЖ и К), что и угли района. Небольшое несоответствие фиксируется для части проб по кислороду. Пробы 7, 13, 8 (скв. 142), 6, 1, 35 и 9 (см. табл. 1) характеризуются содержанием кислорода на органическую массу угля от 0,1 до 1,0% (определение по разности), в то время как в пробах из угольных пластов количество кислорода в органической массе обычно составляет от 2 до 5% (см. табл. 1). Низкое содержание кислорода, естественно, сопровождается более высоким содержанием углерода, по которому можно было бы считать, что упомянутые выше углистые включения находятся на стадии паровично-спекающихся углей. Вместе с тем трудно допустить бо́льшую метаморфизацию вещества углистых включений, так как они, как и угли пластов, заключены в единой угленосной толще и претерпели одинаковое с углями термодинамическое воздействие. Отмечаемый дефицит кислорода, видимо, связан с тем, что процессы аутигенного минералообразования, протекающие во вмещающих породах на различных стадиях их становления (от сингенеза до начального метаморфизма), оказывали более сильное восстанавливающее воздействие на углистые включения, чем на угли пластов. Возможно, что расхождения химического состава обусловлены какими-то различиями в исходном растительном материале углей и углистых включений, пока не улавливаемые петрографическими наблюдениями.

5. АССОЦИАЦИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ И ЕЕ ОСОБЕННОСТИ В РАЗРЕЗЕ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

В золе углистых включений, кроме породообразующих (Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na, K), установлен обширный спектр химических элементов (табл. 2, 3). По коэффициенту относительной встречаемости $K_{встр}$ (отношение числа проб, содержащих химический элемент, к общему числу проанализированных проб, выраженному в процентах) можно условно выделить три группы химических элементов: 1) широкораспространенные ($K_{встр}=50—100\%$); 2) среднераспространенные ($K_{встр}=20—50\%$) и 3) малораспространенные ($K_{встр}<20\%$). В первую группу вошли B, Ba, Be, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Zr. Эта ассоциация

Таблица 2

Группировка малых элементов в золе углистых включений по разрезу угленосной толщи в зависимости от величины коэффициента встречаемости ($K_{встр}$)

Группа элементов	Свита			
	юхтинская	дурайская	кабактинская	нерюнгринская
Широкораспространенные	B, Ba, Be, Br, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sr, Ti, V, Zn, Zr	B, Be, Br, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zr	Ba, Be, Br, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Zr,	Ba, Be, Br, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Zr
Среднераспространенные	Nb	Ba, Nb	B, Nb, Y	B, Y
Малораспространенные	Ag, As, La, Sr, W	Zn, Y	Ag, As, La, Sc, W	Ag, Nb, Sc

элементов довольно устойчива и подвергается по разрезу угленосной толщи лишь незначительной перестройке. Так, Ba в дурайской и B в кабактинской и нерюнгринской свитах перемещаются в группу элементов сред-

Таблица 3

Содержание малых элементов в золе углистых включений (%)

Элемент	Свита				
	юхтинская	дурайская	кабактинская	нерюнгринская	холодниканская
Барий среднее	0,01 —5,0 0,46	0,01 —0,2 0,038	0,01 —1,0 0,15	0,01 —1,0 0,23	0,03 —0,3 0,18
Бериллий	0,001—0,005 0,0018	0,001—0,003 0,0015	0,001—0,02 0,0029	0,001—0,005 0,002	0,001—0,002 0,0015
Бор	0,001—0,02 0,004	0,001—0,005 0,0012	0,001—0,003 0,001	0,001—0,003 0,0014	— —
Бром	0,002—0,3 0,05	0,001—0,05 0,015	0,001—0,7 0,079	0,002—0,1 0,052	0,02 —0,1
Ванадий	0,01—0,3 0,14	0,01 —1,0 0,13	0,001—1,0 0,31	0,02 —1,0 0,21	0,04 —0,15 0,10
Вольфрам	0,001—0,01 0,003	— —	0,001—0,01 0,003	— —	— —
Галлий	0,001—0,02 0,003	0,001—0,003 0,0011	0,001—0,02 0,0023	0,001—0,02 0,005	0,001—0,003 0,0023
Германий	0,001—0,2 0,025	0,001—0,1 0,0094	0,001—0,5 0,031	0,001—0,3 0,028	0,001—0,003 0,002
Иттрий	— —	0,001	0,005—0,04 0,013	0,005—0,02 0,008	0,005—0,01 0,007
Кобальт	0,001—0,1 0,008	0,001—0,06 0,007	0,001—1,0 0,021	0,001—0,1 0,01	0,001—0,003 0,002
Лантан	0,01	0,02 —0,05 0,044	0,02 —0,1 0,05	—	—
Марганец	0,01 —0,5 0,14	0,003—1,0 0,15	0,01 —1,0 0,15	0,02 —1,0 0,17	0,05 —0,2 0,14
Медь	0,001—0,02 0,005	0,001—0,02 0,0037	0,001—0,05 0,003	0,001—0,02 0,0056	0,002—0,006 0,0035
Молибден	0,001—0,04 0,01	0,001—0,02 0,0048	0,001—0,5 0,017	0,001—0,1 0,009	0,003—0,005 0,004
Мышьяк	0,01 —0,03 0,014	— —	0,03	— —	— —
Никель	0,001—0,1 0,018	0,001—0,05 0,0055	0,001—1,0 0,023	0,001—0,15 0,014	0,002—0,005 0,004
Ниобий	0,003—0,01 0,0056	0,01 —0,03 0,015	0,003—0,05 0,008	0,003—0,02 0,007	0,003
Олово	0,001—0,02 0,003	0,001—0,003 0,001	0,001—0,3 0,004	0,001—0,01 0,0017	— —
Свинец	0,001—0,05 0,016	0,001—0,01 0,0042	0,001—0,1 0,012	0,001—0,05 0,009	0,003—0,005 0,004
Серебро	0,001	—	0,001	0,001	—
Скандий	— —	— —	0,002—0,01 0,005	0,002	0,002—0,003 0,0015
Стронций	0,01 —0,1 0,056	0,03 —0,3 0,063	0,01 —1,0 0,012	0,01 —0,5 0,095	0,01 —0,06 0,03
Сурьма	0,01	—	—	—	—
Титан (ср.)	1,0	1,0	1,0	1,7	0,9
Хром	0,002—0,3 0,05	0,001—0,05 0,015	0,001—0,7 0,079	0,002—0,1 0,052	0,02 —0,1 0,06
Цинк	0,01 —0,07 0,01	0,01 —0,02 0,01	0,01 —0,03 0,01	0,01	— —
Цирконий	0,02 —0,2 0,14	0,01 —0,5 0,056	0,01 —1,0 0,14	0,03 —1,0 0,13	0,005—0,03 0,019
Зольность $A^c_{средн.}$ при t 600°, %	24,3	19,6	18,0	16,6	29,9
Количество проанализированных проб	38	56	372	60	6

ней распространенности, а Sn в юхтинской свите и Zn — в дурайской из первой попадают в третью группу малораспространенных элементов.

Вторая группа элементов очень малочисленна. Она включает B, Ba, Nb, Y, причем по разрезу угленосной толщи эта ассоциация элементов не выдерживается, так как наблюдается частое их перемещение в соседние группы.

Третья группа охватывает обычно Ag, As, La, Sc, W; иногда из других групп происходит перемещение Nb, Sn, Zn, Y.

Таким образом, если ориентироваться на углистые включения, то для геохимической провинции, куда входит описываемый Алдано-Чульманский угленосный район, характерна ассоциация из 18 микроэлементов: B, Ba, Be, Br, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Zr.

В стратиграфическом разрезе угленосной толщи средние концентрации таких микроэлементов углистых включений, как Ag, Mn, W, Zn практически остаются постоянными (табл. 3), в то время как для B, Be, Br, Cr, Cu, Ga, Mo, Nb, Pb, Sn, Sr, V и Y они значительно изменяются и составляют 2—5, а для Ba, Co, Ge, Ni и Zr достигают 5—10-кратных колебаний. Можно полагать, что эти изменения обусловлены перестройками фациальной обстановки во время накопления угленосной толщи. Свидетельством отчасти является (если исключить из рассмотрения холодниканскую свиту, охарактеризованную всего шестью спектральными анализами) то, что для юхтинской и кабактинской свит, имеющих существенно песчаный состав (до 76—82% песчаников среди других типов пород), характерны, как правило, более высокие концентрации Br, Co, Cr, Ge, Mo, Ni, Pb, Sn, V, Zr, Y. Средние содержания остальных микроэлементов не обнаруживают подобной связи и дают повышение концентраций то в песчаных, то в глинистых частях разреза угленосной толщи.

Обращает на себя внимание (табл. 3) крайне большой разброс концентраций элементов, выявленных в углистых включениях. Так, для As, B, Be, Ga, La, Nb, Sc, W, Zn и Y он обычно не превышает 20 (20-кратное расхождение между минимальным и максимальным содержанием элемента): у Cu, Pb, Sr и Zr доходит до 100, у Ba, Ge, Mn, Mo и Sn — до 500, а у таких элементов, как Co, Cr, Ni, V разброс концентраций достигает рекордной цифры — до 1000. Такие высокие расхождения между минимальными и максимальными значениями свидетельствуют о сложной природе концентраций ряда микроэлементов.

6. О ПРИЧИНАХ ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛИСТЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Интересные данные получаются при сравнении концентраций микроэлементов углистых включений и углей (табл. 4). Для углей характерен тот же самый комплекс малых элементов. Исключение представляют лишь As, Sb и W, изредка встречающиеся в углистых включениях, но отсутствующие в углях. Количественные же различия довольно существенны. Как правило, в углистых включениях основная часть микроэлементов характеризуется более высокими концентрациями. Так, V показывает 10, Cr, Mo, Ni и Zr 6—7, Co и Sn — 3, B, Nb, Pb, Sc, Sr и Ti 1,5—2-кратные превышения содержаний над углями. Остальные малые элементы (Ba, Cu, Ga, La, Zn, Y) имеют концентрацию в углистых включениях либо одинаковую, либо несколько меньшую по сравнению с углями. Предпочтительная связь наиболее высоких концентраций некоторых малых элементов с углистыми включениями, линзами и маломощными пластами угля отмечалась рядом советских и зарубежных исследователей (Егоров и Калинин, 1940; Егоров и Пономарев, 1944; Травин, 1960; Ломашов и Лосев, 1962; Юдович, 1963; Stadnichenko, Murata and Axelrod,

1950; Schleicher and Hambleton, 1954; Breger and Schopf, 1955; Hawley, 1955; Szádeczky, Földvárine Vogl, 1955; Aubrey, 1958; Hallam and Payne, 1958). Учитывая региональное проявление указанной выше закономерности, можно придать ей роль следующего правила: *мелкие углистые образования и тела (углистые включения, линзы, пропластки и маломощные пласты угля) при прочих равных условиях должны характеризоваться, по сравнению с углями нормальных пластов, повышенными концентрациями ряда малых элементов.*

В нашем случае к таким элементам можно отнести B, Co, Cr, Ge, Mo, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, V и Zr. Если распространить это правило и на рассеянное органическое вещество, то вполне резонно ожидать в нем еще более высокую концентрацию микроэлементов.

Приуроченность высоких концентраций микроэлементов к небольшим по размеру углистым образованиям, по нашим представлениям, обусловливается следующим. В седиментационный бассейн при накоплении вмещающих уголь пород поступает значительно меньше органического материала, чем в периоды формирования самих угольных пластов. На «одну весовую единицу» растительной массы мелких углистых включений, линз и пропластков угля в сравнении с углями пластов нормальной мощности как бы приходится намного большие количества микроэлементов, адсорбируемых из вод бассейна. Вследствие этого и происходит более сильное обогащение мелких углистых образований малыми элементами.

Как было показано выше (см. табл. 1), углистые включения района находятся на стадии паровично-жирных и коксовых углей. И, несмотря на это, отдельные пробы включений характеризуются довольно высокими содержаниями германия, что находится в некотором противоречии с имеющимися на этот счет представлениями. Хорошо известно (Зильберминц и др., 1936; Погребицкий, 1959; Ломашов и Лосев, 1962 и др.), что, чем более метаморфизован уголь, тем он менее обогащен германием и отчасти другими малыми элементами. Так, в бурых, длиннопламенных и газовых углях встречаются концентрации германия в 100—200 раз больше чем в паровично-жирных и коксовых, а в антрацитах и близких к ним углях германий часто и совсем отсутствует. Некоторые исследователи (Бурксер, 1962; Ломашов и Лосев, 1962; Szádeczky, Foldvárini Vogl, 1955 и др.) считают, что процессы углефикации ведут к снижению количеств германия в угле.

Вряд ли можно согласиться с подобной точкой зрения. Известно (Aubrey, 1958 и др.), что германий при коксовании, сжигании и газификации угля проявляет высокую летучесть. Но даже при очень «жестких» условиях значительная часть германия все же переходит в остаточный продукт. Так, в коксе остается до 77—98%, а при газификации и при сжигании на электростанциях в золе фиксируется соответственно 40—50 и 35% германия. Естественная метаморфизация угольного вещества происходит, конечно, не в таких жестких условиях, поэтому нельзя предполагать даже небольших потерь германия. По всей вероятности, процессы углефикации ведут к упрочнению связи малых элементов с органическим веществом угля. Об этом, в частности, свидетельствуют опыты по извлечению германия из угля γ-лучами, ультразвуком и с помощью электрогидравлического эффекта (Лосев и др., 1958), которыми установлено уменьшение выхода германия в раствор по мере возрастания степени метаморфизации углей.

Наблюдаемая связь высоких концентраций германия и некоторых других микроэлементов с углями малометаморфизованными скорее всего вызывается тем, что эти угли формировались в непосредственной близости к области сноса. Как правило, высокометаморфизованные угли сосредоточены в центральных частях регионально метаморфизованных угленосных бассейнов, в то время как угли низкой степени углефикации

Наименование	Количество проб	Ag	As	B	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	La	Mn
Углистые включения	532	0,0002	0,003	0,00026	0,034	0,0005	0,0032	0,013	0,0007	0,0005	0,0054	0,098	0,03
Угли	211	0,0002	—	0,0016	0,042	0,00046	0,001	0,0018	0,0008	0,0005	—	0,01	0,022
Аргиллиты	33	—	—	—	0,058	0,001	0,0011	0,0067	0,035	0,0015	—	—	0,057
Алевролиты	219	—	—	—	0,079	0,001	0,0013	0,0097	0,037	0,0023	—	—	0,056
Песчаники	318	—	—	—	0,066	0,001	0,0011	0,0063	0,022	0,0017	—	—	0,078

распространены в их окраинных зонах, тяготеющих к древним областям сноса.

Итак, одна и та же причина, а именно, непосредственное примыкание краевых участков бассейна седиментации к древней области сноса обусловливает низкую метаморфизацию и в то же время, при наличии в отдельных частях эродируемой территории германиеносных и рудоносных пород, повышенные концентрации германия и некоторых малых элементов в развитых здесь углях. Поэтому преимущественную связь высоких концентраций малых элементов с углями слабометаморфизованными надо считать не прямой, а косвенной.

Исходя из сказанного выше, представляется возможным сформулировать следующее правило, которым давно пользуются геологи-угольщики при поисках редких элементов в регионально метаморфизованных бассейнах: *наиболее высокие концентрации германия и некоторых малых элементов потенциально возможны в углях слабоуглефицированных. Угли высокометаморфизованные в этом отношении, как правило, являются бесперспективными.*

Повышенные концентрации германия в углистых включениях нашего района, находящихся на стадии паровично-жирных и коксовых углей, как будто бы противоречат приведенному выше правилу или являются исключением из него. Действительно, зона среднеметаморфизованных углей располагается на значительном удалении от области сноса, тяготея к центральным частям бассейна седиментации, куда вынос многих микроэлементов, как правило, затруднен. Несмотря на это, в периоды формирования безугольных горизонтов, вследствие поступления сравнительно небольшого объема растительного материала, количества отдельных малых элементов оказались вполне достаточными для того, чтобы обеспечить высокие концентрации их в углистых включениях. Поэтому в углистых включениях зона повышенных содержаний малых элементов оказалась сдвинутой по сравнению с углями нормальных пластов в область среднеметаморфизованных углей. Можно ожидать, что для тонкорассеянного растительного материала зона высоких концентраций отчасти переместится и в область высокометаморфизованных углей.

В табл. 4 произведено сопоставление средних содержаний малых элементов углистых включений, углей и петрографических типов пород (аргиллиты, алевролиты и песчаники). Для пород расчет средних содержаний произведен по скважинам Чульманского структурно-поискового профиля. Средние содержания малых элементов для углей и углистых включений указаны на уголь. При пересчете содержаний средняя зольность углей и углистых включений принята за 20%.

Прежде всего обращает на себя внимание более обширный спектр малых элементов в углях и углистых включениях. Он включает Ag, As, La, Mo, Nb, Sb, Sc, Sn и W, отсутствующие в породах. Можно предпо-

Таблица 4

в угленосной толще, %

Mo	Nb	Ni	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	W	Zn	Zr	Y	$C_{орг}$/количество анализов
0,0028	0,0017	0,0038	0,002	0,002	0,001	0,0007	0,022	0,3	0,052	0,0006	0,002	0,026	0,0024	
0,0004	0,0012	0,0006	0,0013	—	0,0006	0,0002	0,011	0,12	0,0006	—	0,0018	0,0044	0,002	
—	—	0,0023	0,0006	—	—	—	0,025	0,45	0,0098	—	0,0052	0,011	0,0042	1.33/9
—	—	0,0027	0,0042	—	—	—	0,025	0,53	0,014	—	0,01	0,016	0,0026	1.32/47
—	—	0,0019	0,0026	—	—	—	0,028	0,38	0,0076	—	0,0048	0,013	0,0027	0.63/34

ложить, что присутствие большинства из этих элементов связано с пятикратным обогащением углей при озолении (см. табл. 3), благодаря чему концентрации их в золах оказались выше порога чувствительности спектрального полуколичественного анализа.

По убыванию концентраций малых элементов (см. табл. 4) породы и угли можно расположить в следующие ряды:

1) для Co, Cr, Ni, V и Zr углистые включения → алевролиты ⇄ песчаники → аргиллиты → угли;

2) для Ba, Cu, Ga, Ti и Zn алевролиты → песчаники ⇄ аргиллиты → углистые включения → угли;

3) для Mn и Sr песчаники → алевролиты ⇄ аргиллиты → углистые включения → угли.

Эти ряды свидетельствуют о довольно сложном распределении малых элементов в угленосной толще со среднеметаморфизованными углями. Все же намечается, что в большинстве случаев наивысшие концентрации микроэлементов связаны с углистыми включениями и алевролитами. В песчаниках в связи с их общей повышенной карбонатностью повышены содержания Mn и Sr.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Углистые включения по петрографическому составу и физико-химическим особенностям в основном аналогичны расположенным в той же самой угленосной толще углям. Некоторое несоответствие в химической характеристике (пониженное содержание кислорода, высокий процент углерода, повышенный выход летучих веществ, сильное вспучивание при коксообразовании), видимо, обусловлено воздействием окружающей среды при седиментогенезе и на последующих этапах преобразования угленосных отложений.

2. Углистые включения находятся на той же стадии метаморфизации, что и близко расположенные угольные пласты.

3. Для углистых включений района характерна ассоциация из 18 малых элементов: B, Ba, Be, Br, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Zr.

4. Углистые включения в сравнении с углями характеризуются более высокими содержаниям V, Cr, Mo, Ni, Zr, Co, Sn, B, Nb, Pb, Sc, Sr и Ti.

Автор статьи весьма признателен А. И. Гусеву за помощь и консультации в работе.

ЛИТЕРАТУРА

Бредихин И. С. Новая база углей для коксования в Якутии. Бюл. научн.-технич. информации, № 1 (29). Госгеолтехиздат, 1961.

Бурксер Е. С., Корніэнко Т. Г. Деякі зауваження щодо генезису германію у вугільних відкладах. Геологічний ж., т. XXII, вып. 2, 1962.

Егоров А. И. и Калинин С. К. Распространение германия в углях Казахстана. Докл. АН СССР, т. XXVI, № 9, 1940.

Егоров А. И. и Пономарев П. М. Месторождение горючих сланцев Байхожа. Изв. Казахст. фил. АН СССР. Сер. геол., № 2—3, 1944.
Зильберминц В. А., Русанов А. К., Кострикин В. М. К вопросу распространения германия в ископаемых углях. В кн. «Сб. акад. В. И. Вернадскому. К 50-летию научной и педагогической деятельности». Изд. АН СССР, 1936.
Кордиков А. А. Геохимия угленосных отложений Южной Якутии. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
Ломашов И. П., Лосев Б. И. Германий в ископаемых углях. Изд. АН СССР, 1962.
Лосев Б. И., Мельникова А. Н., Сапрыкин Ф. Я., Троянская М. А., Былына Э. А. Новые методы изучения вещественного состава углей. Вестн. АН СССР, № 10, 1958.
Мокринский В. В. и др. Южно-Якутская угленосная площадь. Изд. АН СССР, 1961.
Погребицкий Е. О. О некоторых закономерностях распределения германия в углях Донецкого бассейна. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 35, № 2, 1959.
Травин А. Б. Некоторые закономерности распространения германия в углях Западной Сибири. Геол. и геоф., № 2, 1960.
Юдович Я. Э. О самостоятельном генетическом типе концентраций редких элементов. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
Aubrey K. V. Le germanium dans le charbon et dans quelques — uns de ses produits residuels. Rev. Industrie Mineral, v. 40, 1958.
Breger I. A., Schopf J. M. Germanium and uranium in coalified wood from upper Devonian black shale. Geoch. Cocmoch. Acta, London, v. 7, 1955.
Hallam A., Payne K. W. Germanium enrichment in lignites from the Lower Lias of Dorset. Nature, v. 181, N 5 (4614), 1958.
Hawley J. E. Germanium content of some Nova scotian coals. Econ. Geol., v. 50, N 5, 1955.
Schleicher J. A. and Hambleton W. W. Preliminary spectrographic investigation of germanium in Kansas coal. St. Geol. Surv. Kansas. Bull. 109. Reports of Studies, part 8, 1954.
Stadnicheno T., Murata K. J. and Axelrod J. M. Germaniferous lignite from the district of Columbia and vicinity. Sci., v. 112, N 2900, 1950.
Szádeczky E., Földváriné Vogl M. Geokémiai vizsgálaton madyarországi köszenek hamuin. Föld. közl., 85, N 1, 1955.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
3.VII.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 552.54(477.6)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО КАРБОНА ЧИСТЯКОВО-СНЕЖНЯНСКОГО РАЙОНА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

М. Т. КУЧЕРЕНКО, Х. В. СОКОЛЬСКАЯ, А. В. ФЕДИНА

В разрезе среднего карбона Чистяково-Снежнянского района карбонатные породы наблюдаются в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 1 *м* и составляют в свите C_2^1— 1%, в C_2^2 — C_2^4 от 0,1 до 0,5% и в C_2^5 и в C_2^5 — C_2^7 от 1—1,5 до 2—2,4%.

Горизонты карбонатных пород имеют важное значение для сопоставления разрезов каменноугольных отложений, поэтому их изучению уделялось большое внимание. Они частично освещены в работах В. А. Зильберминца и В. В. Маслова (1928), П. Ф. Ли (1939), В. А. Банковского (1950), Н. В. Логвиненко (1953), А. П. Феофиловой и М. А. Левенштейна (1963). Наиболее полная характеристика карбонатных пород среднего карбона дана в работе Г. Д. Киреевой и С. В. Максимовой (1959). Однако условия накопления карбонатных пород донецкого карбона еще не выяснены. Объясняется это тем, что исследователи не уделяли достаточного внимания изучению химического и минерального состава карбонатных пород.

В последнее время нами параллельно с изучением структурно-текстурных особенностей карбонатных пород Чистяково-Снежнянского района выполнено значительное количество химических и термических исследований, которые позволят выяснить зависимость между их структурно-текстурными особенностями и химико-минеральным составом и более уверенно судить о их генезисе.

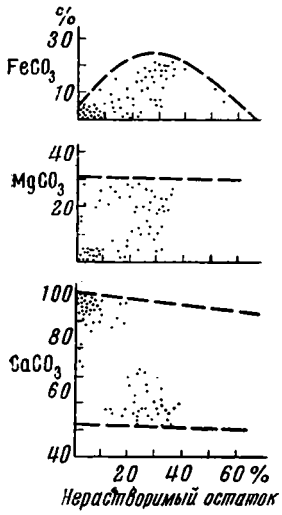
Химический состав карбонатных пород определялся путем растворения навески породы в 5%-ной соляной кислоте при кипячении в течении 5 минут. В солянокислой вытяжке определялось R_2O_3, CaO и MgO, из осадка — нерастворимый остаток.

Содержание растворенных FeO и MnO определялось из соляно-кислых вытяжек в отдельных навесках.

Пересчет данных химических анализов на содержание в породе карбонатов кальция, магния, марганца и железа производился по методике, предложенной Э. С. Залманзон и Н. М. Страховым (1957). Все количество CaO и MnO связывалось с CO_2 в соответствующие карбонаты. Для более точного определения содержания карбонатов железа и магния в породе производилось два подсчета. В первом остаток CO_2 был отнесен ко всему количеству FeO и недостающей части MgO, а во втором наоборот — все количество MgO соединялось с CO_2, а оставшаяся часть CO_2 — с недостающим количеством MgO. Среднее арифметическое из величин $FeCO_3$ и $HgCO_3$, полученных в обоих расчетах, принималось для дальнейших выводов и рассуждений.

Выделение генетических типов карбонатных пород производилось на основании детального изучения их в шлифах. Из каждого слоя просматривалось не менее трех шлифов, изготовленных из нижней, средней и верхней частей слоя. Подсчет количества различных органических остатков производился в шлифах при помощи окуляра-сетки, а также вспомогательных таблиц для определения процентного содержания отдельных составных частей пород.

На площади Чистяково-Снежнянского района распространены карбонатные и глинисто-карбонатные породы: известняки, глинистые известняки и мергели. Преобладают глинистые известняки.



Фиг. 1. Зависимость содержания $FeCO_3$, $MgCO_3$ и $CaCO_3$ от количества нерастворимого остатка

Средние данные по 94 химическим анализам карбонатных пород приведены в таблице. Из нее видно, что содержание различных компонентов колеблется в широких пределах.

Различная природа кальция, магния и железа в карбонатных породах выясняется при сопоставлении процентного содержания нерастворимого остатка и молекулярных количеств карбонатов этих элементов, пересчитанных на чистую карбонатную массу.

Содержание карбоната кальция в молекулярных процентах в общей карбонатной массе в изученных породах колеблется от 53 до 100%. Максимальное содержание $CaCO_3$ свыше 90% характерно преимущественно для проб с низким значением нерастворимого осадка, более низкое — (менее 70%) чаще всего для пород, содержащих свыше 20% нерастворимого остатка.

Карбонат магния составляет всего около 10% в породах с небольшой терригенной примесью. Для пород с более высоким содержанием нерастворимого остатка определенной зависимости между количеством $MgCO_3$ и терригенной примесью не устанавливается (фиг. 1).

Иная зависимость наблюдается между содержанием карбоната железа и нерастворимого остатка. В большинстве проб с увеличением содержания нерастворимого остатка до 30—35% происходит постепенное увеличение содержания $FeCO_3$. В некоторых пробах повышение количества нерастворимого остатка не сопровождается возрастанием содержания карбоната железа.

Эти данные подтверждают правильность вывода о том, что в карбонатных породах среднего карбона Донецкого бассейна соединения Ca и Mg имеют природу, отличную от соединений железа.

По мнению Н. М. Страхова (1962), в морских водоемах гумидных областей карбонаты кальция и магния переходят в осадок главным образом в результате жизнедеятельности морских организмов. Иногда могли создаваться благоприятные условия для хемогенного осаждения карбоната кальция, и только в исключительных случаях возможна химическая садка соединений магния. Железо в конечные водоемы стока попадало в виде коллоидов гидрата окиси и железоорганических соединений. В морской воде происходит гидролиз железоорганических соединений и коагуляция гидратов окиси с образованием хлопьев, близких по размеру к глинистым частицам, которые выпадали вместе с ними в осадках, а затем в процессе диагенеза превращались в карбонат железа.

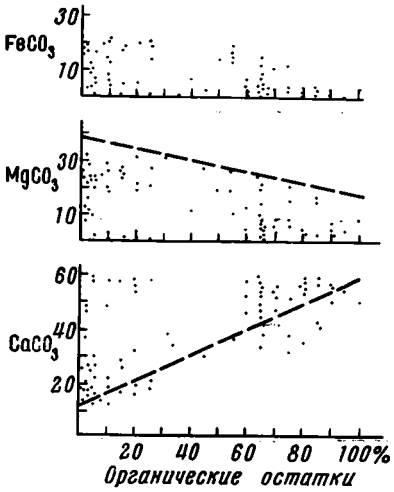
В связи с тем, что карбонат магния составляет незначительную часть только некоторых групп организмов, а условия благоприятные для его химического осаждения наступали очень редко, содержание его в карбо-

Средний химический состав карбонатных пород Чистяково-Снежнянского района

Типы известняков	Компоненты										
	НО	R_2O_3	CaO	MgO	FeO	MnO	SO_3	P_2O_5	П. п. п.	Сумма	CO_2
Известняки											
Биоморфный:											
двинелловый	5,26	1,22	48,75	2,28	1,57	0,18	0,35	0,07	40,24	99,92	39,42
донецелловый	5,4	0,95	48,31	2,04	1,55	0,20	0,37	0,097	41,04	99,95	40,54
Биоморфно-детритовый:											
фораминиферо-полидетритовый	14,55	2,76	37,42	2,58	5,4	0,19	0,84	0,18	36,21	100,13	30,92
Органогенно-детритовый:											
донецелло-полидетритовый	4,89	0,69	44,38	5,05	2,88	0,22	0,40	0,28	41,4	100,19	40,57
унгдарелло-полидетритовый	5,83	0,59	46,7	2,97	3,08	0,37	0,024	0,073	40,68	100,31	40,90
брахиоподо-полидетритовый	16,22	2,22	40,60	1,47	1,44	0,106	—	0,170	33,32	95,55	32,78
криноидно-полидетритовый	20,00	3,4	29,86	4,34	8,3	1,1	0,46	0,45	32,22	100,13	29,83
шламово-полидетритовый	15,95	2,7	35,09	4,91	4,91	0,44	0,29	0,19	35,26	99,74	33,92
Микрозернистый:											
с фораминиферами и водорослями	2,88	0,7	51,82	1,57	0,71	0,16	0,35	0,06	41,77	100,02	41,57
с 25% органогенных остатков	11,08	2,13	37,68	5,69	3,9	0,39	0,54	0,13	38,43	99,97	37,49
с 25—50% органогенных остатков	20,41	1,14	34,67	3,86	5,13	0,335	0,143	0,368	33,50	99,55	33,42
микро- и тонкозернистый без органогенных остатков	15,11	4,61	26,9	9,08	7,53	0,35	0,91	0,101	35,65	100,24	33,81
Мергели											
Донецелло-полидетритовый	28,41	4,28	29,1	[illegible],62	4,36	0,[illegible]33	0,74	0,197	28,92	99,95	27,71
Брахиоподо-полидетритовый	35,41	1,45	18,5	7,25	10,30	0,350	0,049	0,322	26,89	100,52	25,28
Пелециподо-полидетритовый	27,12	2,31	28,13	2,93	9,36	0,48	0,55	0,41	29,74	101,03	28,92
Криноидно-полидетритовый	34,66	7,73	18,32	5,45	8,04	0,67	1,323	0,248	23,74	100,09	22,14
Шламово-полидетритовый	32,49	7,73	17,64	5,62	9,25	0,91	0,54	0,15	25,26	99,59	23,34
Микрозернистый:											
с детритом 5—25%	31,11	5,95	20,36	5,88	8,85	0,72	0,52	0,19	26,72	100,3	24,85
с детритом 25—50%	29,76	5,3	18,80	6,3	11,75	0,59	0,508	0,161	27,26	100,43	25,8

натных породах изученного района непостоянно. Более высокое содержание $MgCO_3$ в некоторых породах с повышенным количеством терригенной примеси объясняется тем, что его много в скелетах криноидей и брахиопод, обитающих в прибрежной части моря, куда в больших количествах поступал глинистый материал.

Значение жизнедеятельности морских организмов для накопления некоторых компонентов карбонатных пород может быть выяснено сопоставлением содержания органических остатков и карбонатов интересующих нас элементов.



Фиг. 2. Зависимость содержания $FeCO_3$, $MgCO_3$ и $CaCO_3$ от количества органогенных остатков

На фиг. 2 отчетливо видно, что большинство проб располагается вблизи линии пропорционального увеличения содержания карбоната кальция при увеличении количества органогенных остатков, т. е. высокому содержанию органогенного материала отвечает и высокое содержание карбоната кальция. Такая зависимость между содержанием $CaCO_3$ и органогенных остатков объясняется тем, что основная масса карбоната кальция переводилась в осадок в результате жизнедеятельности морских организмов.

В ряде анализов высокое содержание $CaCO_3$ не сопровождается увеличением органогенных остатков. Это особенно характерно для микрозернистых известняков, содержащих остатки водорослей донецелл и фораминифер. По-видимому, в результате жизнедеятельности водорослей усиливались процессы фотосинтеза и повышалось значение pH морской воды, что создавало благоприятные условия для хемогенного осаждения карбоната кальция на отдельных участках.

Несколько иные зависимости наблюдаются между содержанием карбонатов магния и железа и органогенных остатков. Из фиг. 2 видно, что повышенные содержания $MgCO_3$ и $FeCO_3$ чаще всего характерны для проб с небольшим содержанием органогенных остатков и, наоборот, в породах с высоким их содержанием количество $MgCO_3$ и $FeCO_3$ не превышает 10%.

Низкие содержания $MgCO_3$ и $FeCO_3$ при небольшом содержании органогенных остатков характерны и для микрозернистых известняков с остатками водорослей и фораминифер в количестве от 5 до 50%.

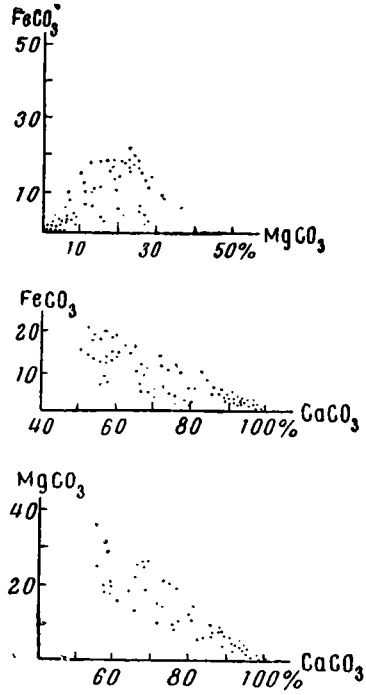
Сопоставление процентного содержания карбонатов $CaCO_3$, $MgCO_3$ и $FeCO_3$ (фиг. 3) показывает, что содержание карбонатов магния и железа находится в обратной зависимости от содержания $CaCO_3$ и в большинстве проб увеличение содержания $FeCO_3$ сопровождается увеличением количества $MgCO_3$. Распределение молекулярных количеств $MgCO_3$ и $FeCO_3$ в карбонатных породах оказывается сходным.

Особенности распределения $MgCO_3$ в карбонатных породах могут быть объяснены сложной природой этого компонента. В одних случаях он осаждался в результате жизнедеятельности организмов, в других — хемогенным путем. Хемогенное осаждение соединений магния из морской воды чаще всего происходило на участках морского дна, где осаждались и повышенные содержания соединений железа.

Чтобы выяснить, в каких условиях происходило формирование карбонатных пород, отличающихся между собой содержанием карбонатов кальция, магния и железа, необходимо выяснить также распределение этих компонентов в разновидностях карбонатных пород.

По структурно-текстурным особенностям, количеству, степени сохранности и комплексу фаунистических остатков в среднем карбоне Чистяково-Снежнянского района выделены следующие группы карбонатных пород: биоморфные, биоморфно-детритовые, органогенно-детритовые и карбонатные породы с преобладанием неорганогенной карбонатной массы.

Биоморфные карбонатные породы представлены донецелловыми и двинелловыми разновидностями, которые полностью или более чем на 50% сложены остатками водорослей донецелл или двинелл сравнительно хорошей сохранности. В небольшом количестве (до 10%) в них присутствуют остатки брахиопод, морских лилий, мшанок и фораминифер. Неорганогенная карбонатная масса породы представлена микрозернистым карбонатом. Донецелловые карбонатные породы образуют пласты мощностью 1—4 *м*, иногда встречаются в виде прослоев среди других разновидностей карбонатных пород. Двинелловые карбонатные породы встречаются только в виде прослоев в донецелловых.



Фиг. 3. Зависимость между содержанием $FeCO_3$, $MgCO_3$ и $CaCO_3$

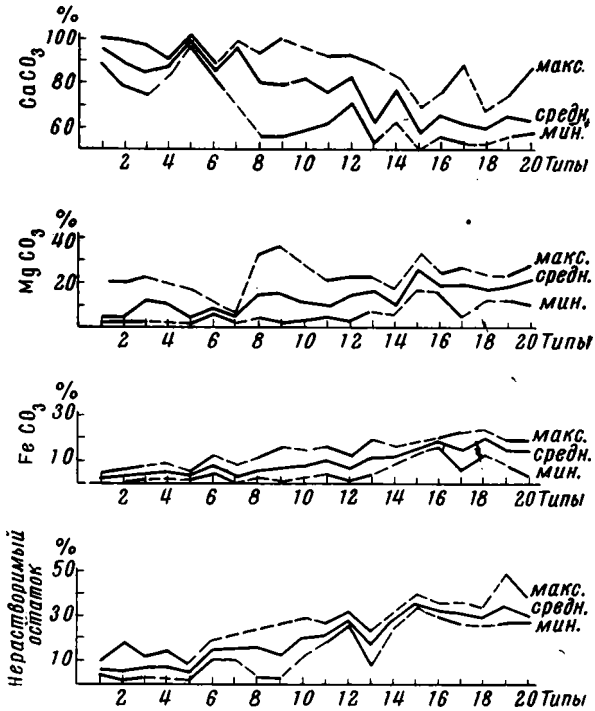
В биоморфно-детритовых карбонатных породах органогенные остатки также составляют более 50%. Большая их часть представлена целыми или слегка поврежденными раковинами. К ним относятся фораминиферо-полидетритовые карбонатные породы, в составе которых до 25—30% мелких и крупных раковин фораминифер. Остальная часть органогенной карбонатной массы представлена полуокатанными обрывками водорослей унгдарелл с примесью обломков брахиопод и криноидей или только обломками различных морских беспозвоночных. Органогенные обломки цементируются крипто- и микрозернистой карбонатной массой.

В органогенно-детритовых карбонатных породах преобладает органогенный детрит. Разновидности пород выделяются по размеру, количеству и составу органогенных остатков: донецелло-детритовые, унгдарелло-полидетритовые, брахиоподо-полидетритовые, криноидно-полидетритовые, шламо-детритовые и шламовые. Первые три разновидности образуют мощные слои, выдержанные на площади и связанные переходами с биоморфно-детритовыми породами. Криноидно-полидетритовые, шламо-детритовые и шламовые карбонатные породы встречаются в виде редких линз или слагают верхнюю или нижнюю пачки слоев карбонатных пород иного состава.

Среди карбонатных пород с преобладанием неорганогенного карбоната разновидности выделяются по размеру слагающих карбонатных зерен и содержанию органогенных остатков: 1) микро- и тонкозернистые с большим количеством органогенных остатков (25—50%); 2) микро- и тонкозернистые с небольшим количеством органогенных остатков (5—25%); 3) микро- и тонкозернистые почти без органогенных остатков (0—5%).

Внутри перечисленных групп карбонатных пород выделяются разновидности по составу органических остатков. Особое место среди них занимают микрозернистые известняки с остатками водорослей и фораминифер.

Микро- и тонкозернистые карбонатные породы с различным содержанием органогенных остатков наиболее распространены и слагают прослои среди органогенно-детритовых пород или образуют пласты мощностью до 5 *м*. Карбонатные породы с преобладанием неорганогенного карбоната, у которых органогенные остатки представлены донецеллами и фораминиферами, слагают линзы в донецелловых и донецелло-детритовых карбонатных породах.



Фиг. 4. Содержание $CaCO_3$, $MgCO_3$, $FeCO_3$ и нерастворимого остатка в типах карбонатных пород

1 — двинелловые; 2 — донецелловые; 3 — донецелло-полидетритовые; 4 — унгдарелло-полидетритовые; 5 — микрозернистые известняки с остатками водорослей и фораминифер; 6 — фораминиферо-полидетритовые; 7 — брахиоподо-полидетритовые; 8 — шламо-полидетритовые; 9 — микрозернистые с остатками фауны 5—25%; 10 — микрозернистые с остатками фауны до 25—50%; 11 — криноидно-полидетритовые; 12 — донецелло-полидетритовый мергель; 13 — микрозернистые с остатками фауны до 5%; 14 — пелециподо-полидетритовый мергель; 15 — брахиоподо-полидетритовый мергель; 16 — шламо-полидетритовый мергель; 17 — микрозернистый мергель с фауной 5—25%; 18 — микрозернистый мергель с фауной 25—50%, 19 — криноидно-полидетритовый мергель; 20 — микрозернистый мергель с фауной до 5%

Мергели представлены следующими разновидностями: донецелло-детритовыми, криноидно-полидетритовыми, шламо-детритовыми, микрозернистыми с органогенным детритом и микрозернистыми без органогенных остатков.

Содержание основных компонентов в карбонатных породах различного структурного типа приведено на фиг. 4. Наиболее высокое содержание карбоната кальция (75—100%) характерно для полидетритовых и микрозернистых разновидностей. Содержание $FeCO_3$ в них не превышает 5%, $MgCO_3$ меньше, чем в других типах карбонатных пород и в среднем не превышает 10%, количество нерастворимого остатка также невелико.

По совокупности генетических признаков можно сделать вывод о том, что указанные разности карбонатных пород образовались в наиболее глубоководных и удаленных от берега участках побережья. Глубина водоема в это время не превышала 50—60 *м*.

Более мелководными и прибрежными являются детритовые органогенные карбонатные породы: фораминиферо-полидетритовые, брахиоподо-криноидно-шламо-полидетритовые и микрозернистые известняки с разнообразным органогенным детритом. Как видно из фиг. 4, для них характерна более высокая примесь терригенного материала, в среднем достигающая 15—20%; в карбонатной части возрастает количество карбонатов железа и магния.

В мергелях и микрозернистых карбонатных породах без органических остатков указанные изменения выражены еще резче. В них резко падает содержание $CaCO_3$ и значительно возрастает количество $MgCO_3$ и $FeCO_3$. Все это указывает на их формирование в наиболее мелководной, прибрежной части побережья.

Детритово-карбонатные породы, описанные Г. В. Киреевой и С. В. Максимовой (1959) для северных и восточных районов Донбасса, на площади Чистяково-Снежнянского района встречены не были.

Данные химических исследований не дают возможности сделать окончательный вывод о минеральном составе карбонатов в исследованных нами породах. В этом отношении большое значение имеют термические исследования. Они показывают, что среди карбонатной массы присутствуют кальцит, анкерит и смеси этих минералов в различных соотношениях. По содержанию этих двух компонентов в карбоне Чистяково-Снежнянского района выделяются: известняки, анкеритистые и анкеритовые известняки, известковые и известковистые анкериты и анкериты.

Чисто кальцитовый состав или с небольшой примесью анкерита характерен для биоморфных, биоморфно-детритовых, донецелло-детритовых и микрозернистых с большим количеством остатков водорослей и фораминифер карбонатных пород.

Увеличение в породе количества криноидного, пелециподового и брахиоподового детрита приводит к изменению минерального состава породы в сторону повышения содержания анкерита.

Микрозернистые карбонатные породы, не связанные с водорослевыми и фораминиферовыми, всегда богаты анкеритом или полностью сложены этим карбонатом.

Формирование минерального состава карбонатных пород происходило как во время седиментации, так и в стадию диагенеза. Кальцит является преимущественно седиментационным минералом и попал в осадок в результате жизнедеятельности различных организмов и хемогенным путем. В стадию диагенеза происходила перекристаллизация кальцита и образование его из арагонита органогенных остатков. Что же касается анкерита, широко распространенного в карбонатных породах Донбасса, то он является типичным диагенетическим минералом. Он образовался в стадию диагенеза карбонатного осадка в восстановительных условиях из соединений железа, магния и кальция по схеме, приведенной Н. М. Страховым (1962).

Отмеченные выше химические, минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности карбонатных пород часто выдерживаются на значительных площадях, но меняются по вертикали от слоя к слою, отражая изменения общих условий осадконакопления угленосных отложений.

Карбонатные горизонты нижней части свиты от C_2^3 до H_5^1 включительно представлены маломощными пластами, неустойчивыми по простиранию и часто фациально переходящими в алевритово-глинистые породы. Сложены они микро- и тонкозернистыми, иногда шламо-детритовыми разновидностями, которые замещают друг друга по вертикали и на площади. Содержание растворимого остатка в них достигает 37%. Минеральный состав карбоната анкеритовый с примесью кальцита в количестве, всегда меньшем 50%. Отмеченные горизонты являются образованиями относительно мелководной части моря. Карбонатные горизонты верхней части свиты C_2^3 (H_6), свиты C_2^4 и низов свиты C_2^5(K_1, K_2, K_3^1) характеризуются значительной мощностью (до 2 и 5 *м*), устойчивы по простиранию, содержат небольшое количество терригенной глинистой примеси (до 10%), представлены преимущественно донецелловыми и донецелло-детритовыми разновидностями и сложены преимущественно кальцитом.

Они отложились в условиях наиболее глубоководной и удаленной от берега части морского водоема.

В этой же части разреза прослеживаются маломощные, неустойчивые по площади горизонты (H_6^1), образование которых происходило в условиях относительно мелководной части моря. Они содержат значи-

тельное количество нерастворимого остатка (до 49%), сложены анкеритом и представлены микрозернистыми, шламо-детритовыми разновидностями.

В средней части свиты C_2^5 (K_4, K_5, K_6) глинистые, неустойчивые по простиранию, микрозернистые с различным содержанием органогенного детрита, преимущественно анкеритовые карбонатные породы.

Пласты K_8 и L_1 отлагались в относительно глубоководных морских условиях и характеризуются небольшим содержанием нерастворимого остатка (до 7%), преимущественно кальцитовым составом и сложены остатками водорослей донецелл. В пласте L_1 наблюдаются массовые скопления водорослей унгдарелл.

Горизонты карбонатных пород L_4, L_5, L_6, L_7 и M_1 характеризуются прогрессивным возрастанием глубоководности и удаленности от берега условий их накопления. Пласт L_4 представлен мергелем с прослоями брахиоподо-детритового известняка. Горизонты L_5, L_6, L_7 и M_1 сложены микрозернистыми разновидностями с фораминиферами и водорослями унгдареллами.

В свите C_2^7 наиболее глубоководными образованиями являются пласты M_7 и M_9, сложенные микрозернистыми известняками с фораминиферами (M_7) и унгдарелло-полидетритовыми разновидностями (M_9). Карбонат представлен преимущественно кальцитом (73—75), нерастворимый остаток не превышает 5—11%.

Другие карбонатные горизонты M_4, M_4^1, M_4^2, M_5, M_6, M_{10} и M_{10}^1 отлагались в условиях мелкого моря. Они сложены преимущественно анкеритом (42—96%), микрозернистые, иногда криноидно-полидетритовые, содержат до 35% нерастворимого остатка.

Условия накопления карбонатных пород неразрывно связаны с условиями накопления вмещающих отложений. Преимущественно кальцитовые карбонатные породы с небольшим количеством терригенного материала, биоморфные, биоморфно-детритовые, детритовые и микрозернистые с фораминиферами и водорослями приурочены к трансгрессивным сериям осадков, в которых преобладают морские отложения.

Микрозернистые, с детритом и без детрита, детрито-шламовые сильно глинистые анкеритовые карбонатные породы залегают в регрессивных сериях, в которых обычно отмечается повышенное содержание углистых пород.

ЛИТЕРАТУРА

Банковский В. А. Литологическая классификация известняковых горизонтов продуктивного карбона Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 74, вып. 4, 1950.

Банковский В. А. Карбонатность в породах каменноугольного возраста Донбасса, как показатель фациальных условий. Углетехиздат, 1950.

Залманзон Э. С., Страхов Н. М. Методика изучения осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1957.

Зильберминц В. А., Маслов В. П. К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна. Тр. ин-та прикладной минералогии, вып. 35, 1928.

Киреева Г. Д., Максимова С. В. Фациальные изменения известняков Донецкого бассейна. Тр. ВНИИгаз, вып. IV. Гостоптехиздат, 1959.

Ли П. Ф. О дальнейших направлениях литологических исследований в Донецком бассейне. Зап. Всерос. мин. о-ва, 68, № 4, 1939.

Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Изд. Харьковск. гос. ун-та, 1953.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1962.

Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 73, 1963.

Институт минеральных ресурсов
Днепропетровск

Дата поступления
20.II.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

УДК 551.21(38)

ЖЕЛЕЗО, МАРГАНЕЦ, КРЕМНИЙ, ФОСФОР, БОР, АЛЮМИНИЙ В МОРСКОЙ ВОДЕ РАЙОНА ВУЛКАНА САНТОРИН

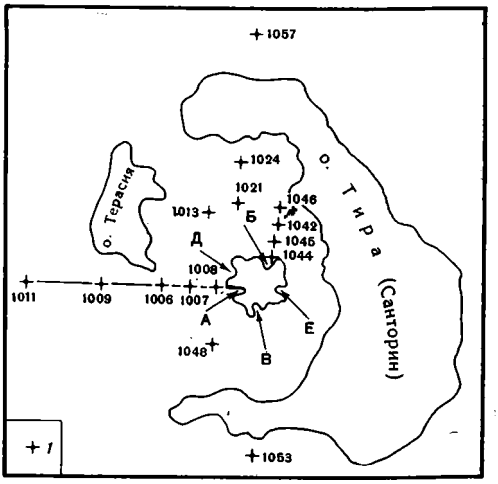
(Эгейское море)

З. В. ПУШКИНА

Влияние подводного вулканизма на осадкообразование и рудообразование изучено еще недостаточно. Особенно это касается механизма влияния жидких и газообразных продуктов, поступающих в морской бассейн в результате подводной вулканической деятельности. А как известно, в вулканогенно-осадочном процессе именно газовые эксгаляции и гидротермы представляют наибольший интерес и в вопросе о влиянии вулканизма на осадочный процесс (Страхов, 1963). Конкретных данных, отвечающих на эти вопросы, в литературе пока немного (Зеленов, $1961_{1,2}$; Harder, 1964).

В статье на примере действующего ныне вулкана Санторин рассматривается поведение поступающих в море с гидротермами Fe, Mn, P, SiO_2 и дальность их миграции. Работа выполнена под руководством Н. М. Страхова.

Вулкан Санторин расположен в южной части Эгейского моря, среди островов Греческого архипелага. Санторинская кальдера представляет собой относительно глубоководную, почти со всех сторон замкнутую впадину, обрамленную двумя крупными островами (фиг. 1). В центральной части кальдеры на о. Нео-Каймени находятся наземные и подводные фумарольные поля. Этот участок кальдеры и явился объектом наших исследований.

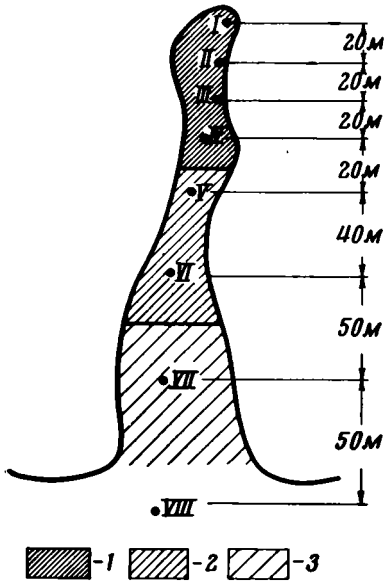


Фиг. 1. Схема расположения станций отбора проб воды в районе вулкана Санторин
1 — станции; А, Б, В, Д, Е — бухты о. Нео-Каймени

В настоящее время вокруг острова на дне моря имеются выходы термальных и газовых источников. Расположенные даже в пределах одного фумарольного поля, они различны по составу газов. Одни выделяют газы, в составе которых много сероводорода, другие — газы, не имеющие запаха сероводорода. По данным Ф. Берендта (Behrend, 1936), анализы газов без запаха сероводорода, всегда показывают очень высокое содержание CO_2, которое иногда достигает 98,5%, и в большинстве случаев колеблется в пределах 80—95%. Остальное приходится на азот с небольшой примесью SO_2. По данным газового анализа, хлор полностью отсут-

ствует. Содержание его в морской воде, отобранной у выходов гидротерм, такое же, как и в воде Эгейского моря, окружающего кальдеру. Последнее также указывает на отсутствие хлора в составе газовых эманаций.

Из осмотренных нами бухт наиболее интенсивная фумарольная деятельность наблюдается в западной бухте А и северной бухте Б (см. фиг. 1). В бухтах Д и В число источников меньше и деятельность их слабая. Среди выходов газовых и гидротермальных источников большое значение имеют железистые источники, которые окрашивают воду бухт в ржаво-бурый цвет. Вода бухт характеризуется повышенной мутностью, с хорошо выделяющимися зонами мутности (фиг. 2). Количество взвеси в воде зоны максимальной мутности (бухта А) достигает 1000—1500 *мг/л* в зоне средней мутности — 150—200 *мг/л* в зоне слабой мутности — меньше 100 *мг/л*. Взвесь, состоящая из рыжих хлопьев и желтого тонкого осадка, образует на дне бухты А сплошной слой



Фиг. 2. Схема расположения точек отбора проб воды в бухте А о. Нео-Каймени

Зоны мутности: *1* — максимальной, *2* — средней, *3* — слабой. Римские цифры — места отбора проб

ожелезненного ила, который, по Г. Ю. Бутузовой (1966), местами достигает мощности 70 *см*. Химический микроанализ взвеси (обр. 93) показал следующий ее состав (%):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	N_2O	K_2O
19,40	0,12	2,26	44,21	0,68	0,27	1,29	0,36	1,16	0,34

H_2O	H_2O	CO_2	C	P_2O_5	
9,48	12,29	1,13	6,73	0,64	100,36

Взвесь содержит большое количество Fe_2O_3 и SiO_2. Температура воды в бухтах высачивания гидротермальных источников выше, чем в окружающей их морской воде. По данным Георгаласа и Диатсикаса (Georgalas, Diatsicas, 1936), температура воды источников, измеренная в разное время в течение нескольких лет, колеблется в пределах 30—40°. Температура воды, измеренная нами в июле 1961 г. в бухте А, была равна 28—39°, в бухте Б — 35° при температуре оружающей воды в Эгейском море около 23°.

Проследим, что же происходит при высачивании гидротермальных и газовых источников в морскую воду, какова скорость нейтрализации кислых гидротерм и на каком расстоянии от выхода их в море она заканчивается, какова дальность миграции элементов, поступающих в морской бассейн в составе гидротерм [1]?

Пробы воды отбирались на разных батиметрических уровнях в бухтах А, Б, В, Д, Е, а также по всей акватории Санторинской кальдеры и частично в закальдерном участке моря (см. фиг. 1 и 2). В отобранных

[1] Сбор материала был произведен З. В. Пушкиной и К. А. Дунаевской в 1964 г. на экспедиционном судне «Академик Вавилов».

пробах воды были определены pH, основной катионный и анионный состав — $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$, $Na^{\cdot}$, Cl', SO_4'', HCO_3', а также Fe, Mn, Si, P, Al и B.

Было отобрано 93 пробы воды. К сожалению, собрать пробы воды самих термальных источников нам не удалось, поэтому о составе вулканических эксгаляций и гидротерм мы можем судить лишь по химическому составу морской воды, отобранной в бухтах (местах высачивания гидротерм), путем сопоставления их с морской водой, окружающей кальдеру вулкана Санторин.

Отбор проб производился латунными батометрами. Вода сохранялась в полиэтиленовых флягах емкостью 2,5 *л*, предварительно обработанных соляной кислотой и дистиллированной водой. Возможность сорбции на стенках полиэтиленовой посуды предотвращалась созданием кислой среды (к каждым 100 *мл* морской воды добавлялось 2,0 *мл* 6 *N* HCl). После заполнения фляг морской водой пробки тщательно заливались специальной замазкой.

Химические анализы производились микро- и полумикрометодами. $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$ $Na^{\cdot}$, Cl', SO_4'' HCO_3' определялись по методикам, ранее применявшимся нами при изучении поровых вод (Пушкина, 1965). Определение валового количества железа ($Fe_{вал}$), суммы двух- и трехвалентного минерального железа ($Fe_{мин}$), определение валового минерального марганца ($Mn_{вал}$) проводилось колориметрическими методами по методикам, принятым в Институте океанологии АН СССР (Мокиевская, 1961, 1962).

Фосфор неорганический, кремний, бор определялись колориметрически по методикам, разработанным ВСЕГИНГЕО (Резников, 1963).

Определение pH проводилось колориметрически с помощью универсального индикатора по методике ВСЕГИНГЕО.

Содержание HCO_3', Cl', SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$ $Na^{\cdot}$, $K^{\cdot}$ (см. таблицу) в воде бухт, указывает на то, что гидротермальные растворы вулкана Санторин не оказывают существенного влияния на изменение основного анионного и катионного состава морской воды. Некоторое исключение составляют анионы SO_4'' и HCO_3'. Можно отметить, что количество SO_4'' в образцах 92, 96, 98, 102, 104, 116, 118, взятых в нижних горизонтах бухты А, увеличено до 65—66 *мг·экв/л* вместо 62—63 *мг·экв/л* в воде кальдеры. Вероятно, это объясняется поступлением в морскую воду в составе газовых эксгаляций небольшого количества сернистого газа (SO_2), отмеченное Ф. Берендтом (1936). Увеличение содержания HCO_3' в верхних горизонтах воды бухт (обр. 91, 117, 95, 99, 101) связано с поступлением в морскую воду больших количеств CO_2, порождавшей соответственно высокие содержания H_2CO_3, которая переводит в двууглекислую форму средние карбонаты морской воды и растворяет взвешенный в воде кальцит. Количество Cl' в воде бухт такое же, как и в воде Эгейского моря (21 *г/л*).

Измерение pH показало, что поверхностные и глубокие слои воды имеют разную величину pH (см. таблицу). Верхние слои воды имеют слабокислую реакцию, pH ее 5,5—6,5; pH нижних слоев равен 7,5—7,8. По мере удаления от кутовой части бухты наблюдается постепенное повышение величины pH, вода все больше усредняется, pH ее, равный 7,8, становится одинаковым и в верхних, и в нижних слоях и, наконец, у выхода из бухты (станция 1007) pH повышается до величины 8,4, характерной для Эгейского моря (станции 1009, 1006, 1011).

В морской воде кальдеры о. Санторин и закальдерного пространства определенные нами малые элементы содержатся в следующих количествах (*мг/л*): Fe 0,34—0,46; Mn 0,02; P 0,004; Si 0,14—0,19; Al 0,006—0,007; B 4,94. Анализ проб воды, взятых близ выходов термальных источников, указывает на высокое содержание в них Si, Mn, Fe, P. В верхнем слое из кутовой части бухт А и Б (обр. 91, 117, 95, 68, 69) количество Si

Химический состав морской воды района вулкана Санторин
(Эгейское море)

№ образца	Место отбора проб воды	Глубина, м	pH	Содержание элементов, мг·экв/л: $Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$K^{\cdot}$	$Na^{\cdot\cdot}$	Σ катион	HCO_3'	SO_4''	Cl'	Σ анион	мг/л: Fe общ.	$Fe^{\cdot\cdot}+Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ мин.	Mn	Si	P	Al	B
								Бухта А											
B-91	Точка I	0,0	6,5	26,54	119,95	17,68	508,94	673,11	8,02	62,28	614,12	634,42	0,43	Нет	1,71	14,1	0,024	0,006	4,94
B-92	»	1,5	7,6	23,54	124,60	16,54	510,83	675,51	3,31	65,03	613,68	683,02	0,46	»	0,30	0,47	0,012	0,006	4,94
B-117	»	0,0	7,0	25,94	118,76	18,20	510,45	673,35	5,98	61,28	611,32	678,56	1,20	0,90	2,05	11,75	0,040	Не опр.	4,94
B-95	Точка II	0,0	6,4	23,91	118,43	19,0	510,70	632,04	5,80	61,95	615,49	683,24	0,50	Нет	1,71	11,75	0,028	»	4,94
B-96	»	4,3	7,5	26,63	119,57	15,70	518,60	680,50	3,04	65,36	615,16	683,56	0,36	»	0,03	0,42	0,004	»	4,94
B-97	Точка III	0	6,0	27,36	119,27	16,45	508,70	671,78	5,21	61,82	614,28	681,31	2,0	1,5	1,59	10,57	0,028	0,005	4,94
B-98	»	4,0	8,0	23,93	124,54	16,00	507,60	672,07	2,83	65,28	611,42	680,52	0,46	Нет	0,03	0,19	0,020	0,008	4,94
B-99	Точка IV	0	6,0	24,79	121,99	18,10	513,90	678,78	4,65	63,87	616,71	685,24	0,43	»	0,93	9,40	0,024	Не опр.	4,94
B-100	»	3,4	8,1	Не определялось					2,78	Не определялось			0,46	»	Не опр.	0,56	0,008	»	5,43
B-101	Точка V	0	6,4	24,38	124,84	16,71	516,29	682,22	4,09	63,78	612,25	680,69	0,46	»	0,09	5,87	0,012	»	4,94
B-102	»	2,6	7,8	23,75	126,69	16,63	502,03	669,13	2,78	65,36	614,12	681,26	0,46	»	0,02	0,26	0,004	»	4,94
B-103	Точка VI	0,0	6,2	25,02	122,13	16,80	510,20	674,15	4,58	64,7	616,15	685,52	0,60	0,15	1,02	8,22	0,012	»	4,94
B-104	»	11,0	8,25	23,51	126,78	15,60	510,76	676,65	2,76	66,8	615,51	635,07	0,46	Нет	0,02	0,19	0,004	»	4,69
B-116	Точка VII	0,0	7,8	23,27	124,74	17,85	504,37	670,23	2,92	63,62	613,68	680,22	0,46	»	0,114	0,75	0,004	0,006	4,94
B-115	»	20,0	7,8	23,57	126,46	18,10	503,30	671,43	2,74	66,61	611,32	680,67	0,43	»	0,023	0,21	0,004	Не опр.	4,94
B-118	Точка VIII	0,0	7,8	23,33	125,29	16,66	503,88	669,76	2,88	65,78	613,68	682,34	0,40	»	0,045	0,28	0,004	»	5,43
B-32	Станция 1007	0,0	8,40	Не определялось					2,73	Не определялось			0,40	»	0,022	0,23	0,006	0,006	4,69
B-31	»	10,0	8,40		»				2,80		»		0,40	Нет	0,022	0,16	0,004	Не опр.	4,69
B-30	»	50,0	8,40		»				2,74		»		0,36	»	0,022	0,19	0,004	»	4,94
B-29	»	100,0	8,40		»				2,71		»		0,46	»	0,022	0,16	0,004	»	4,94
B-28	»	161,0	8,40		»				2,72		»		0,36	»	0,022	0,12	0,006	0,006	4,69
B-17	Станция 1006	0,0	8,40		»				2,71		»		0,34	»	Не опр.	0,14	0,004	0,007	4,69
B-18	»	10,0	8,40		»				2,80		»		0,46	»	»	0,19	0,004	Не опр.	4,94
B-19	»	50,0	8,40		»				2,61		»		0,46	»	»	0,12	0,004	»	4,69
B-20	»	100,0	8,40		»				2,67		»		0,34	»	»	0,12	0,004	»	4,94
B-21	»	300,0	8,40		»				2,66		»		0,46	»	»	0,16	0,006	0,006	4,94
B-27	Станция 1009	0,0	8,40	23,53	124,78	20,40	508,10	676,81	2,73	63,61	613,68	680,02	0,40	»	0,017	0,12	0,004	0,006	4,94
B-26	»	10,0	8,40	23,10	124,78	15,80	505,50	669,18	2,84	63,95	615,37	681,16	0,34	»	0,023	0,12	0,004	Не опр.	4,94
B-25	»	50,0	8,40	23,30	124,32	20,50	506,5	674,12	2,85	63,87	613,93	680,65	0,34	»	0,023	0,09	0,004	»	4,94
B-24	»	100,0	8,40	23,37	124,13	16,50	509,01	673,01	2,69	64,03	612,55	679,27	0,46	»	0,023	0,09	0,004	0,007	5,19

В-23	Станция 1009	265,0	8,40	23,35	124,89	18,35	505,27	671,86	2,77	63,45	615,53	681,75	0,44	Нет	0,023	0,16	0,004	Не опр.	5,19
В-37	Станция 1011	0,0	8,40	Не определялось					2,85	Не определялось			0,40	»	0,022	0,16	0,004	»	4,94
В-36	»	10,0	8,40						3,0				0,46	»	0,022	0,12	0,004	0,008	4,94
В-35	»	50,0	8,40	»	»				3,07	»	»		0,40	»	0,022	0,12	0,004	Не опр.	4,94
В-34	»	100,0	8,40	»	»				2,74	»	»		0,46	»	0,022	0,14	0,004	»	5,43
В-33	»	120,0	8,40	»	»				2,77	»	»		0,46	»	0,022	0,12	0,004	»	4,94
									Бухта Б										
В-68	Точка I	0,0	6,2	Не определялось					4,10	Не определялось			0,80	0,50	3,08	11,75	0,200	Не опр.	5,19
В-69	Точка II	0,0	5,8						5,98				1,0	0,60	3,52	14,10	0,240	0,008	4,69
В-65	Точка III	0,0	7,0						3,20	»	»		0,46	Нет	0,73	5,87	0,060	0,006	4,94
В-63	»	10,0	7,6	»	»				2,71	»	»		0,33	»	0,02	0,35	0,012	0,005	4,94
В-61	»	16,0	7,6	»	»				2,84	»	»		0,34	»	0,02	0,33	0,012	Не опр.	4,69
В-73	Станция 1044	0,0	8,40	»	»				2,79	»	»		0,46	»	0,02	0,61	0,012	0,006	4,94
В-71	»	30,0	8,0	»	»				2,84	»	»		0,34	»	0,02	0,28	0,008	Не опр.	4,45
В-60	Станция 1042	0,0	8,40	»	»				2,84	»	»		Не опр.	»	0,02	0,28	0,004	»	4,94
В-59	Станция 1042	10,0	8,40	»	»				2,84	»	»		0,35	»	0,02	0,28	0,004	»	4,69
В-58	»	50,0	8,40	»	»				2,86	»	»		0,34	»	0,02	0,30	0,004	»	4,69
В-57	»	100,0	8,40	»	»				2,79	»	»		0,34	»	0,02	0,23	0,004	»	4,69
В-56	»	200,0	8,40	»	»				2,83	»	»		0,34	»	0,02	0,30	0,004	»	4,69
В-55	»	300,0	8,40	»	»				2,82	»	»		0,26	»	0,02	0,28	0,004	»	4,94

достигает 12—14,0, Mn — 1,5—3 *мг/л*; содержание Fe доходит до 1—2, P 0,024—0,028 *мг/л* в бухте А и 0,20—0,24 *мг/л* в бухте Б. Содержание Al и B в воде бухт такое же, как и в морской воде, окружающей кальдеру (4,94—5,18 *мг/л* B и 0,006 *мг/л* Al).

На основании приведенных выше данных химического анализа можно сказать, что основными компонентами, поступающими в составе гидротерм в море, являются Si, P, Fe, Mn, Al и B в составе гидротерм вулкана Санторин, по-видимому, отсутствуют.

На примере бухты А проследим, как изменяется содержание Si, P, Fe и Mn в воде, отобранной с различных глубин в местах выхода гидротермальных источников, а также на разном удалении от кутовой части бухты через кальдеру до открытого моря (закальдерное пространство).

Количество всех исследованных элементов, находящихся в воде, уменьшается с глубиной и по мере удаления от кутовой части бухты к открытому морю. Из таблицы и фиг. 3 видно, что количество Fe, Mn, P, Si резко падает с глубиной. Так, в точке I содержание Si уменьшается с 14,0 *мг/л* в верхнем горизонте до 0,47 *мг/л* на глубине 1,5 *м*; в точке II с 12 до 0,42 *мг/л* на глубине 4,3 *м*; в точке III с 10,6 до 0,19 *мг/л* на глубине 4,0 *м* и т. д. Количество P в этой же бухте уменьшается от 0,024 до 0,012 *мг/л* в точке I, от 0,028 до 0,004 *мг/л* в точке II. Содержание Mn падает от 1,7 до 0,30 *мг/л* в точке I, от 1,71 до 0,03 *мг/л* в точке II и от 1,59 до 0,03 *мг/л* в точке III. Количество Fe также уменьшается с глубиной — от 1,20 до 0,46 *мг/л* в точке I и от 2,0 до 0,46 *мг/л* в точке III. Эта закономерность наблюдается во всех точках бухты А, а также и в других исследованных нами бухтах (Б, Д и В).

Из анализа химических данных, представленных на фиг. 4 и 5, отчетливо видно, что повышенное количество Fe, Mn, P, Si наблюдается только в воде бухт, где происходит высачивание гидротермальных растворов, причем в пробах, взятых из верхних слоев, содержание этих элементов постепенно уменьшается от кутовой части к выходу из бухты (см. фиг. 4). Так, в бухте А содержание Si падает с 14,0 *мг/л* в точке I до 0,75 *мг/л* в точке VII, Mn — с 2,0 до 0,11 *мг/л*, P с 0,024—0,40 до 0,004 *мг/л*. В точке VIII, расположенной у выхода из бухты, содержание Mn уменьшается до 0,02, P — до 0,004—0,006, Si — до 0,12—0,19 *мг/л*. Колебания в содержании Fe заканчиваются на более коротком (от кутовой части) расстоянии, в точке IV, где его количество составляет 0,40—0,46 *мг/л*. Начиная с точки VIII для Si, P, Mn и с точки IV для Fe, эти величины не изменяются на протяжении всей линии отбора проб, охватывающего кальдерное (станции 1007, 1006, 1009) и закальдерное (ст. 1011) пространство.

Таким образом, обогащение морской воды элементами, поступающими в составе гидротермальных растворов вулкана Санторин, ограничивается пределами бухт.

Приведенные выше данные химических анализов воды и анализы газов некоторых источников Санторина свидетельствуют о том, что в настоящее время деятельность вулкана Санторин находится, по классификации В. В. Иванова (1958), в низкотемпературной газово-гидротермальной стадии мофетт, при которой образуются углекислые термы, а в состав газовых эксгаляций входит в основном CO_2; H_2S и частично SO_2 находятся в весьма малых количествах. Известно, что большее количество и более разнообразный комплекс элементов свойствен высокотемпературной фумарольной стадии, где основной формой переноса являются хлориды. Для сероводородноуглекислой мофеттовой стадии вулкана Санторин характерен довольно ограниченный набор элементов, в основном это Si, P, Fe, Mn.

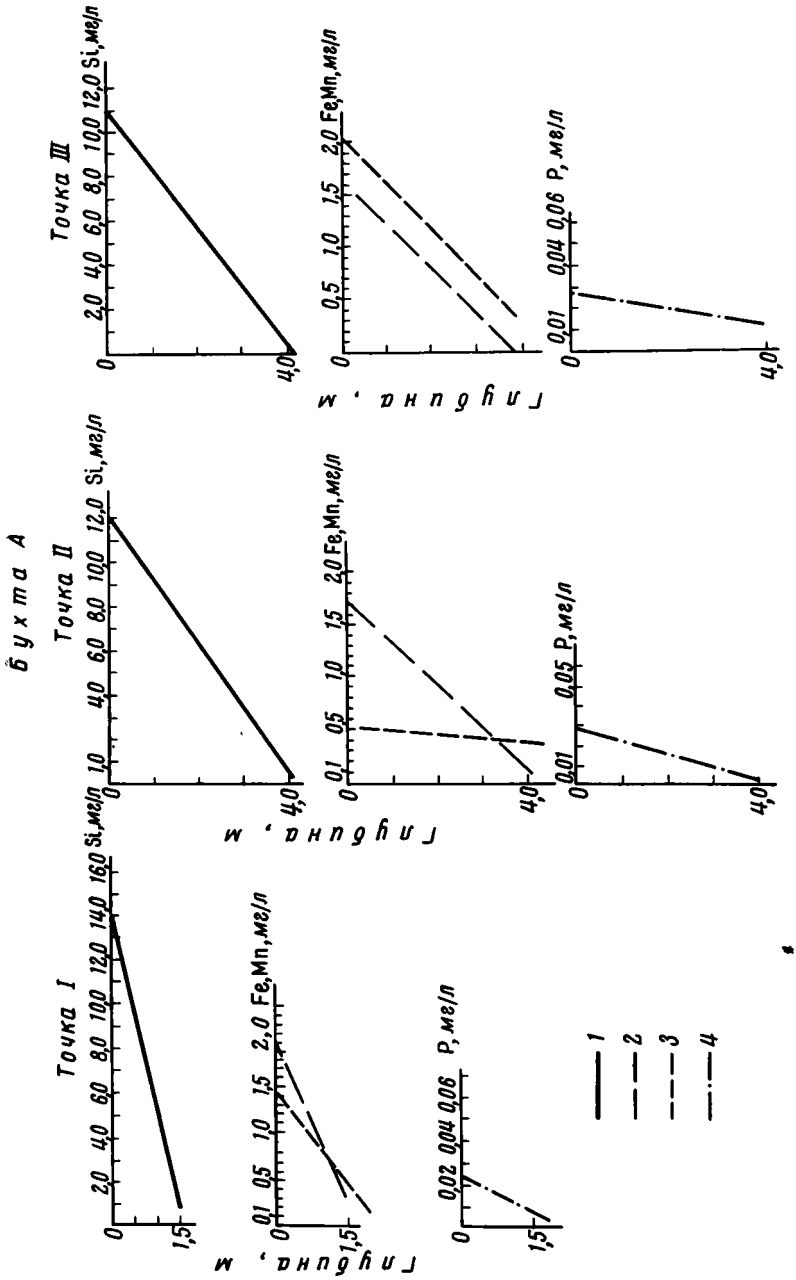
При поступлении кислых углекислых гидротерм, обогащенных названными элементами, еще в местах выхода гидротерм в придонных слоях сразу же начинается процесс нейтрализации их щелочной морской водой. Частично нейтрализованные растворы (с pH=5—6), благодаря более высокой температуре и меньшей плотности поднимаются в верхние горизонты воды, где происходит их дальнейшая нейтрализация, усреднение состава и постепенное смешивание с морской водой.

Одновременно с началом нейтрализации растворов происходит химическая дифференциация железа и марганца. Известно (Краускопф, 1963), что в одинаковых условиях окислительной обстановки железо окисляется легче марганца. Незначительные изменения pH вызывают первоначальное осаждение из раствора железа в виде окислов и гидроокислов, и только при более сильном изменении pH происходит образование окислов марганца.

В нашем случае Fe и Mn в сопровождении больших количеств CO_2 идут в гидротермах в закисной форме в виде карбонатов и бикарбонатов (Harder, 1964). Экспериментальные данные Л. П. Листовой (1961) показывают, что полная устойчивость солей закисного железа в аэрируемой морской воде нормальной солености возможна только при значениях pH до 2,87—3,0 при Eh (+660 мв). При pH=6,0 закисное железо отсутствует. При смешивании гидротермальных вод с морской водой по мере нейтрализации первичного кислого раствора закисное железо, благодаря присутствию в морской воде растворенного кислорода, окисляется до $Fe(OH)_3$, образовывая практически нерастворимые гелевидные хлопья аморфной гидроокиси железа, которые выпадают в осадок $2Fe(HCO_3)_2+O+H_2O=2Fe(OH)_3+4CO_2$.

Процесс окисления и коагуляции происходит очень быстро. В пробах воды, взятых с поверхности, в местах, наиболее близко расположенных к

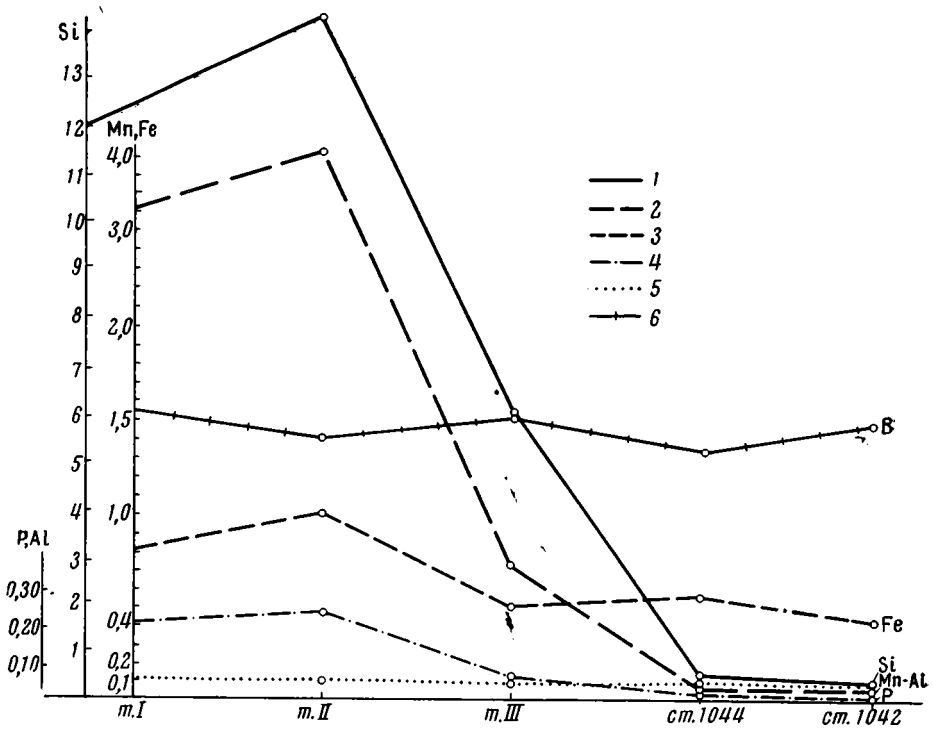
выходу гидротерм (бухта А точка I, III) содержание Fe достигает всего лишь 1—2 *мг/л*, тогда как во взвеси собранной здесь же и проанализированной нами (обр. 93), содержание гидроокислов железа достигает 40—50%. По-видимому, основная масса железа, окисляясь, переходит из рас-



Фиг. 3. Содержание железа, марганца, кремния, фосфора в воде бухты А.
1 — кремний; *2* — марганец; *3* — железо; *4* — фосфор

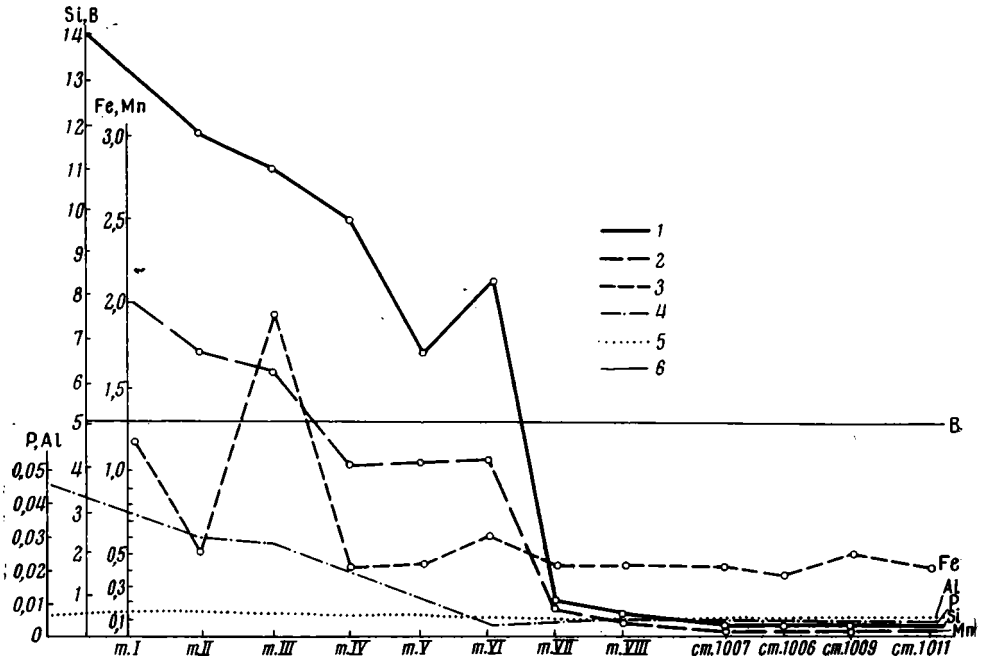
твора в осадок сразу же в местах смешения гидротерм с морской водой, на дне и лишь небольшая остаточная часть его в струе гидротерм поднимается на поверхность.

По данным Л. П. Листовой (1961) и К. Краускопфа (1963), марганец в морской воде может оставаться в растворенном состоянии до pH=8—8,4. Поэтому можно ожидать, что Mn выпадет в осадок не сразу, а поднимется в струе горячих гидротермальных растворов в верхние горизон-



Фиг. 4. Содержание железа, марганца, кремния, фосфора, бора в воде района вулкана Санторин, бухта Б

1 — кремний; *2* — марганец; *3* — железо; *4* — фосфор; *5* — алюминий; *6* — бор



Фиг. 5. Содержание железа, марганца, кремния, фосфора, бора, алюминия в воде района вулкана Санторин, бухта А

1 — кремний; *2* — марганец; *3* — железо; *4* — фосфор; *5* — алюминий; *6* — бор

ты воды. Дальнейший процесс выделения марганца из морской воды можно представить себе в виде следующей схемы (Savage, 1936). По мере нейтрализации растворов бикарбонат марганца постепенно распадается, образуя неустойчивый гидрат закиси марганца — $Mn(OH)_2$, остающийся в растворе, $2Mn(HCO_3)_2+4H_2O=2Mn(OH)_2+4H_2O+4CO_2$. В присутствии кислорода морской воды и при дальнейшем повышении pH гидроокись марганца окисляется до частично дегидратированного гидрата марганца ($MnO \cdot OH$), который в свою очередь окисляется до MnO_2. $2Mn(OH)_2+4H_2O+O=2MnO \cdot OH \cdot 5H_2O$; $2Mn \cdot OH+5H_2O+O=$ $=2MnO_2+6H_2O$. Тонкодисперсные золи гидроокислов марганца вместе с оставшимся растворенным марганцем выносятся течениями за пределы бухты. Постепенно разбавляясь все новыми и новыми порциями морской воды, марганец разносится по всей акватории бухты и осаждается в впадинах дна Санторинской кальдеры. Микроанализ взвеси, собранной в бухте А, показывает высокое содержание Fe (31,5%) и незначительное содержание Mn (0,20%). Данные Г. Ю. Бутузовой (1967) также показывают, что количество марганца в железорудном осадке, который был собран в бухте А, ничтожно (0,01%).

Садка основных порций вулканического марганца происходит не у выхода гидротерм, как это имеет место в случае железа, а за пределами фумарольных полей в кальдере, где наиболее тонкие осадки, по данным Г. Ю. Бутузовой, содержат до 0,50—0,69% Mn. Процесс разделения железа и марганца, поступающих в составе гидротерм вулкана Санторин, является хорошим примером химической дифференциации Fe и Mn, происходящей в природных условиях.

Рассмотрим поведение кремния и фосфора. Известно, что обычная морская вода недосыщена кремнием (Бруевич, 1953), который находится в морской воде в ионном состоянии, образуя истинные растворы до тех пор, пока не будет достигнут предел растворимости (Roy, 1945; Бруевич, 1953). Краускопф (Krauskopf, 1956) и др. показали, что растворимость кремнезема находится в линейной зависимости от температуры. В морской воде растворимость аморфной кремнекислоты несущественно отличается от его растворимости в пресной и составляет 100—110 *мг/л* при 22—27° и 280—310 *мг/л* при 85—95°. В морской воде бухт у места высачивания гидротерм содержание SiO_2 не превышает 30 *мг/л* (Si — 15 *мг/л*); следовательно, морская вода находится в состоянии недосыщения кремнеземом и хемогенной садки SiO_2 происходить не может. Поэтому в данном случае садка кремнезема происходит так же, как и в обычном осадочном процессе морских бассейнов — биогенным путем (Страхов, 1963). Исследования Г. Ю. Бутузовой (1966) также показали, что кремнезем в рудном осадке из бухты А присутствует в виде скелетов диатомовых водорослей, радиолярий, редких и мелких спикул губок. Возможно, что незначительная часть кремнезема осаждается путем адсорбции кремнекислоты свежеобразованными гидроокислами железа (Harder, 1963).

Фосфор в составе гидротерм поступает в морской бассейн в незначительных количествах и осаждение его, вероятно, так же как и в случае кремнекислоты, происходит преимущественно биогенным путем.

Из изложенного ясно, что расстояние, на которое способны мигрировать вносимые гидротермами элементы, незначительны. В основном они ограничиваются для железа, кремния, фосфора пределами бухт, а для марганца — пределами кальдеры о. Санторин. Образование взвеси, обогащенной вулканогенным железом, кремнием, фосфором, происходит сразу же при смешении термальных и морских вод в пределах бухт высачивания гидротермальных растворов в непосредственной близости от источника их поступления в морскую воду.

Дальнейшая судьба гидроокислов железа и марганца, кремния и фосфора подробно рассмотрена в статье Г. Ю. Бутузовой (1966). Поступление элементов в гидротермах влияет на особенности распределения их в осадках. Влияние это ограничивается площадью кальдеры и проявляется для разных элементов неодинаково (Бутузова, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1953.

Бутузова Г. Ю. Современный железорудный процесс в районе вулкана Санторин. В кн. «Тр. 7-го Всес. литологического совещания». Изд-во «Наука», 1967.

Зеленов К. К. Железо и марганец в эксгаляциях подводного вулкана Баку-Вуху (Индонезия). Докл. АН СССР, 155, № 6, 1961_1.

Зеленов К. К. Образование взвесей гидроокислов железа и алюминия в морских бассейнах. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961_2.

Иванов В. В. Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними термальные воды. Геохимия, № 5, 1958.

Краускопф К. Б. Отделение марганца от железа в осадочном процессе. В кн. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.

Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд. АН СССР, 1961.

Мокиевская В. В. Марганец в воде Черного моря. Докл. АН СССР, 137, № 6, 1961.

Мокиевская В. В. Методы определения железа в морской и иловой воде. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 59, 1962.

Пушкина З. В. Поровые воды глинистых пород и их изменения по разрезу. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 115, 1965.

Резников А. А. Методы анализа природных вод. Изд. второе. Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Behrend F. Eisen und Schweel-fordernde Gasquellen auf dem Kameni Inseln. Kapital 12. In: «Santorin. der Werdegang eines Inselsvulkans und sein Ausbruch 1925—1928. B. 2». Berlin, 1936.

Harder H. Könen Eisensäuerlinge die Genese der Lahn — Dill — Erse erklären? Beitr. Min. Petrogr., 9, H. 5, 1964.

Georgalas G., Liatsicas N. Die historische Entwickelung des Nantilus Ausbruches. In: «Santorin. Der Werdegang eines Inselsvulkans und sein Ausbruch 1925—1928. B. 2», Berlin, 1936.

Krauskopf K. B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochim. cosmochim. acta, 10, N 1/2, 1956.

Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of solica in water. Geochim. cosmochim. acta, 12, N 1/2, 1957.

Roy Ch. J. Silica in natural water. Amer. J. Sci., 243, N 7, 1945.

Santorin. Der Wardegang eines Insel vulkans und sein Ausbruch 1925—1928. B. 1—2, Berlin, 1936.

Savage W. S. Solution, transportation and precipitation of manganese. Econ. Geol., 31, N 2, 1936.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
3.VIII.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31.(470.34)

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ТОЛЩИ ВЯТСКО-КАМСКОЙ ВПАДИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. П. НАБОРЩИКОВ, С. Г. ДУБЕЙКОВСКИЙ

Железорудная толща Вятско-Камской впадины, перекрытая палинологически охарактеризованными среднеюрскими образованиями (Наборщиков, 1962; Наборщиков, Кропачев 1964), с глубоким размывом залегает на различных горизонтах индского яруса нижнего триаса и перми. Размыв особенно значителен у северо-восточной и восточной границ распространения этих образований, где они налегают на татарские отложения (дер. Усть-Чикурья Пермской обл., дер. Зяблово, Кировской обл.), и вблизи южной границы, где отсутствует верхняя часть триаса мощностью более 100 *м* (поселки Бисерово, Омутнинск).

Нижняя граница железорудной толщи характеризуется наличием двух типов контактов: эрозионного и переходного. В первом случае в основании толщи залегают пески, галечники и конгломераты зеленовато-серого цвета, резко отличающиеся от подстилающих пестроцветных известковистых пород. Во втором — в основании появляются прослои красновато-бурых глин; толща становится сходной с пермо-триасовыми породами, и граница условно отбивается по появлению известковистых глин и мергелей, а также менее яркой окраски подстилающих пород. Характерно, что как глины, так и мергели несут следы выветривания. Мергели часто пористы, в высушенном состоянии легко рассыпаются, содержат охристые включения.

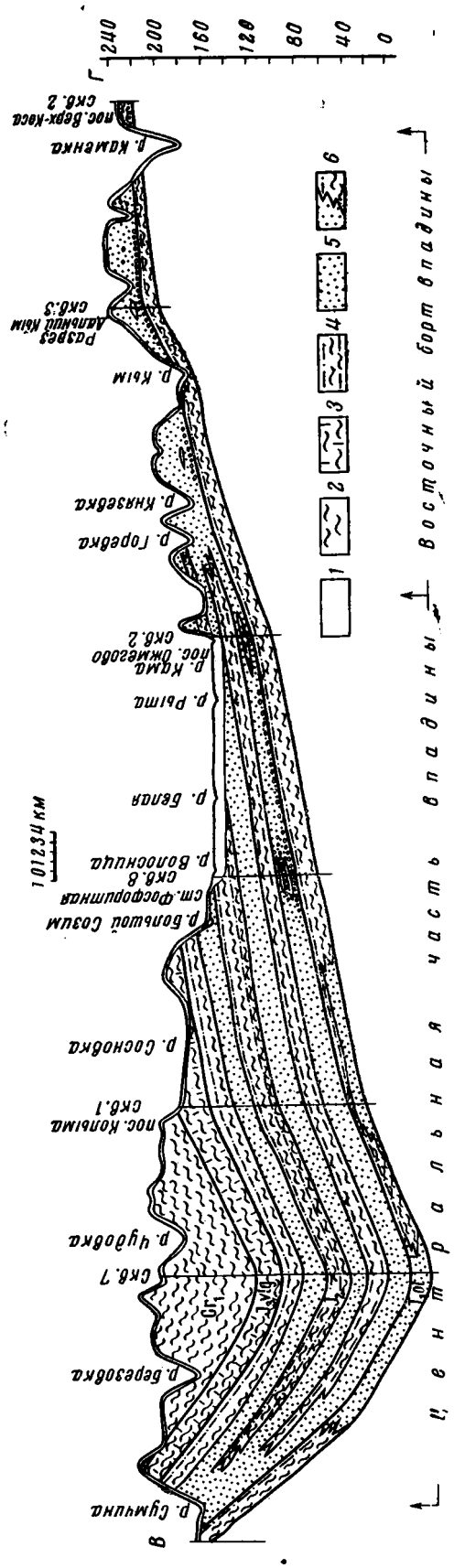
Ожелезнение и обохренность наблюдаются и в глинах. Однако горизонт элювия в большинстве случаев с трудом диагностируется, что связано с его значительным перемывом. Поэтому, несмотря на несогласное залегание, подтвержденное наблюдениями в шахтах, пройденных на железорудных площадях (В. В. Долженко, А. П. Капустин, Л. С. Иконникова, 1941 г.), часто наблюдаются «постепенные» переходы рудной толщи в подстилающие породы разного возраста. Последнее вызывало самые противоречивые высказывания о возрасте и происхождении рудной толщи (Наборщиков, 1961).

По вопросу о возрасте толщи начиная с 30-х годов текущего столетия существовало несколько мнений. Согласно одному из них, рудная толща залегает в самой верхней части пермо-триасовых отложений и имеет с ними один возраст; согласно второму, железорудная толща — юрского возраста; по-третьему она образовалась в интервале от нижнего триаса до средней юры.

С 1954 г. признание получило представление о среднеюрском возрасте рудной толщи (Блом, 1955). Предложивший его Г. И. Блом основывался на данных спорово-пыльцевых комплексов, полученных из темно-серых глин, которые, по его мнению, венчали разрез рудной толщи. В действительности же эти глины должны быть отнесены к надрудной толще. Для подтверждения этого приведем разрез скв. 4, расположенной на пойме р. Мытец, взятый из работы Г. И. Блома (1954).

В этом разрезе выделяются две литологически различные толщи: 1) верхняя среднеюрского возраста, представленная светло-серыми песками с прослоями светло-серых и темно-серых глин, охарактеризованная среднеюрским спорово-пыльцевым комплексом мощностью около 12 *м*; 2) нижняя железорудная толща (>2 *м*), сложенная зелеными, серовато-зелеными глинами с прослоями алевритов такого же цвета и включениями конкреций сидеритов и сидеритизированных мергелей.

Скважины, пройденные Горьковской геологоразведочной экспедицией СВГУ в центральной и северной частях Вятско-Камской впадины (фиг. 1), и предшествующие исследования на ее бортах (Наборщиков, 1961, 1962), позволили проследить непрерыв-



Фиг. 1. Геологический разрез мезозойских отложений Вятско-Камской впадины

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнемеловые глины; 3 — верхнеюрские известковистые глины; 4 — среднеюрские алевриты и глины; 5 — среднеюрские пески; 6 — нижнетриасовые (оленекские) песчано-алеврито-глинистые отложения

ный переход отложений железорудной толщи в оленекские отложения нижнего триаса.

Осадки последних принадлежат фациям крупных, связанных между собой мелководных озер (фиг. 2) и представлены мелкозернистыми песками, алевритами и тонкослоистыми (до листоватослоистых) серовато-зелеными и голубовато-серыми глинами. Для верхней части разреза характерно наличие мелких конкреций сидерита, для нижней — известковистость.

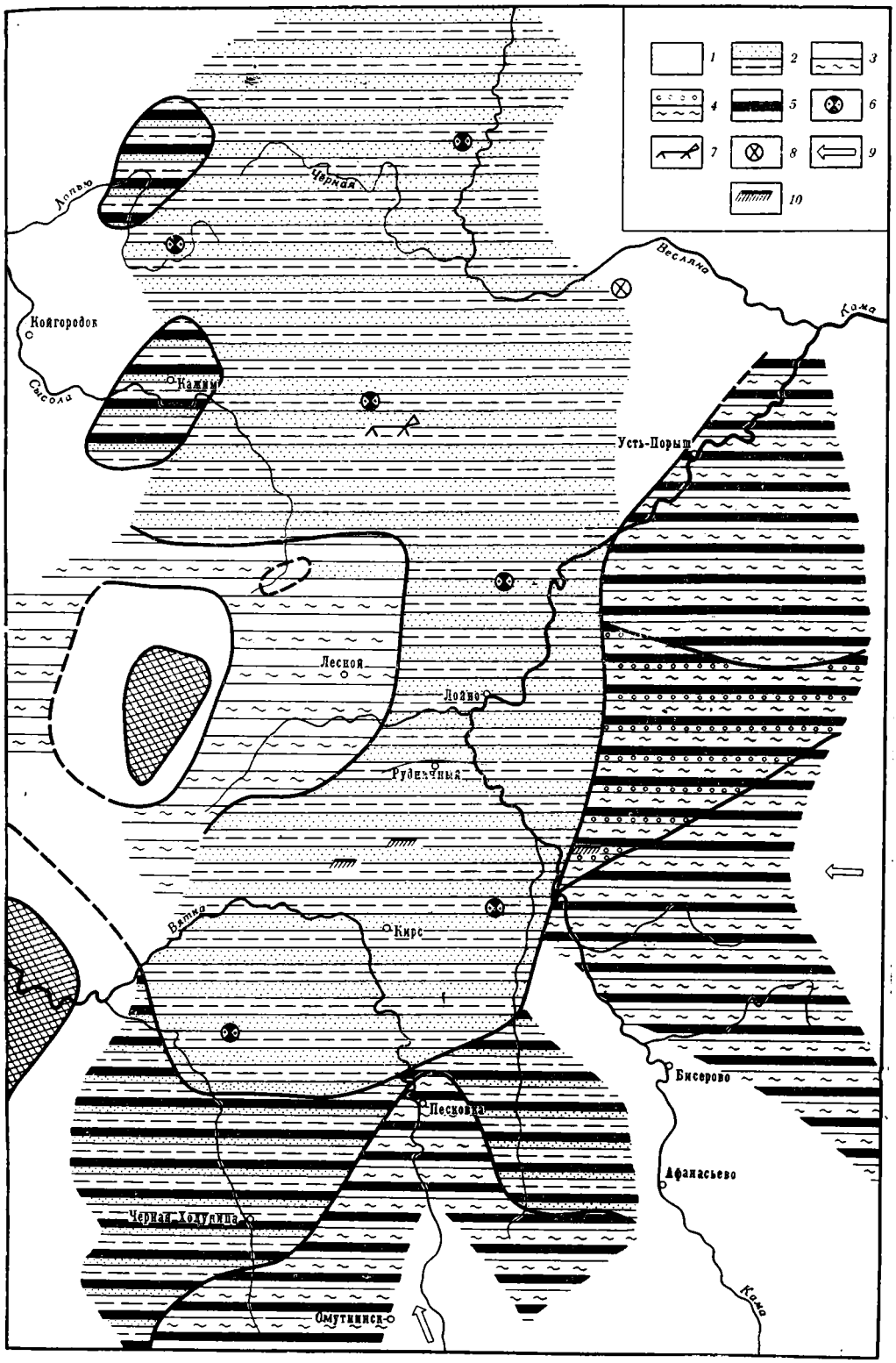
Таким образом, железорудная толща является фациальным аналогом оленекских отложений, ее специфика заключается только в наличии промышленных залежей сидерита при почти полной безызвестковистости толщи.

В строении железорудной толщи выделяются две пачки, различающиеся литологическим строением и гипсометрическим положением. Нижняя пачка сложена плотными красновато-бурыми глинами с небольшими прослоями зеленовато-серых глин и алевритов. Глины обогащены окисными соединениями железа, и в них отсутствует примесь алевритовых и песчаных частиц.

Эта пачка хорошо развита на повышенных участках бортов впадины и на локальных поднятиях. Особенно хорошо она прослеживается на правобережье Камы в верховьях рек Сев. Чуса, Обмена, Кувы и Иньвы, а также по р. Кажим, притоку Сысолы. Мощность ее не превышает в среднем 3—5 *м*. Литологический облик и условия залегания пачки позволяют считать ее продуктом перемыва коры выветривания поверхностей размыва (Разумова, Херасков и др., 1963), а также образованием мелких водоемов, существовавших на ней.

Верхняя пачка представлена чередованием синевато-серых и зеленовато-серых глин, алевритов и глинистых песков. Она хорошо выдержана, прослеживается на всех площадях и содержит все промышленные скопления сидеритов. Мощность ее изменяется от 3 до 25 *м*.

Деление оленекских отложений на две пачки не везде возможно, так как на одних участках наблюдаются постепенные фациальные переходы нижней пачки в верхнюю как по разрезу, так и по площади, на других нижняя пачка вообще отсутствует. Так, на восточном борту впадины (междуречье Имы, Чуса и Косы) оленекские отложения начинаются с верхней пачки, в основании кото-



Фиг. 2. Литолого-палеогеографическая карта Верхнекамской впадины. Оленекский век. Составил В. П. Наборщиков

1 — аллювиальные и озерные отложения; типы разрезов: *2* — песчано-глинистый; *3* — глинистый; *4* — галечниково-глинистый; *5* — пласты, линзы и конкреции сидерита; *6* — редкие конкреции и вкрапления сидеритов; *7* — кости наземных позвоночных; *8* — спорово-пыльцевой комплекс (T_3?); *9* — основные направления сноса обломочного материала; *10* — косая слоистость

рой залегают галечники, хорошо выдержанные узкой полосой широтного простирания, протяженностью около 50 *км*. По-видимому, гравийно-галечниковые образования являются стрежневой фацией палеорусла, глубина вреза которого в подстилающие породы достигает 15—30 *м*. Наибольшая мощность галечников — 4—5 *м*; она приурочена к зоне смыкания полей выхода на поверхность нижнетриасовых (индских) и пермских пород. Присутствие галечников отмечается в верховьях рек Кувы и Черной Холуницы.

Выше галечников залегают косослоистые сильно песчаные глины с прослоями гравия и гальки, постоянное наличие которых отмечалось в верховьях рек Лолога, Янчера, Косы и при горнопроходческих работах в бассейне р. Черной Холуницы. Такие разрезы представлены чередованием косослоистых серий с горизонтальнослоистыми прослоями. Мощность косых серий обычно 0,5—0,7 *м*. Косая слоистость выражена сменой гранулометрических разностей пород, а также различной окраской слойков от желтовато- до зеленовато-серых. Преобладающий наклон слойков западный и северо-западный, угол падения от 10 до 35°. Горизонтальные прослои представлены либо глиной с конкрециями сидерита, либо гравийно-галечниковым материалом со следами сидеритизации.

Наличие галечников и характер косослоистых серий в разрезе верхней пачки рудной толщи указывают на то, что образование этих пород обязано временным потокам и речкам, стекавшим с востока и юго-востока, с суши Камского и Татарского сводов.

Для рудной толщи характерно частое чередование слоев глин, алевритов и песков, конкреций и линз сидерита, правильная горизонтальная слоистость и наличие косослоистых прослоев. Эти признаки свидетельствуют о принадлежности основной части отложений рудной толщи к аллювиально-озерным образованиям (Яницкий, 1960).

На этом фоне существовали фации торфяных болот и застойных озер. О них кроме текстурных особенностей свидетельствуют встречающиеся иногда значительные содержания фосфора (до 10%), примазки вивианита, а также выбросы болотного газа в рудниках.

В петрографо-минералогическом отношении различные фации отложений железорудной толщи мало отличаются друг от друга. Они представлены полным комплексом терригенных осадков, от галечников до глин, содержащих то большее, то меньшее количество сидеритов.

Галечники состоят из темноцветных кварцитов, кремней, реже песчаников, гравелитов и редко гальки аргиллитоподобных зеленых глин. Обычно гальки связаны синевато-серым песчано-глинистым материалом. Последний иногда известковист и уплотнен, в результате чего галечники переходят в слабые конгломераты.

Пески и алевриты — это синевато- и зеленовато-серые породы с микрослоистой и пятнистой текстурами. Структура пород алевропсаммитовая, псаммито-алевритовая и алевропелитовая. По составу обломочной части они относятся к мезомиктовым (Миропольская, 1949) и состоят из угловатоокатанных и полуокатанных обломков кремнистых пород и кварца (40—85%), плагиоклазов (8—35%). Реже, но повсеместно встречаются халцедон, ортоклаз, хлорит, биотит, а также микроклин и мусковит.

Из тяжелых минералов обычны (в порядке уменьшения содержаний): эпидот, хлорит, сидерит, лимонит, ильменит, хромит, магнетит, пирит, гематит, лейкоксен, гранат, ставролит, циркон (акцессорный), апатит. Минералы рутил, дистен, шпинель, турмалин, амфиболы, сфен, хлоритоиды, анатаз, брукит, барит, хромпикотит, золото находятся в единичных знаках.

Хлорит-сидерит-эпидотовая ассоциация тяжелых минералов рудной толщи имеет большое качественное и количественное сходство с минералогическими ассоциациями пермотриасовых пород. Как правило, они отличаются только аутигенными минералами; если в первом случае это кальцит, гематит и лимонит, то во втором — сидерит, хлорит, лимонит.

Глинистые породы представлены тонкодисперсными монтмориллонито-гидрослюдистыми минералами группы глин, среди которых рассеяны зерна алевритовой и реже песчаной фракции.

Сидериты встречаются в виде конкреций, линз и пластов, условия залегания которых находятся в прямой зависимости от литолого-петрографического состава вмещающей толщи (Наборщиков, 1962, 1964).

Пласты и линзы обычно приурочены к глинистым породам, конкреции — к песчаным. Макроскопически сидериты синевато-серые, серовато-желтые, серые плотные, массивные, иногда концентрически слоистые. В петрографическом отношении они представлены тремя разностями: микрокристаллической, тонкокристаллической глинистой и мелкокристаллической песчаной.

Промышленные скопления сидеритов находятся в верхней пачке железорудной толщи и обычно широко распространены на тех площадях, где имеется и нижняя пачка. Рудная толща соответствует верхней части оленёкских отложений.

Все сказанное выше позволяет выявить общую картину осадконакопления рудной толщи.

В начале оленёкского века в центральной части Вятско-Камской впадины создается система связанных между собой озерных бассейнов, существованием которых обусло-

вило высокое положение уровня грунтовых вод на прилегающих участках суши и появление в пониженных участках ее многочисленных озер и болот.

В этих условиях и под влиянием умеренно-влажного климата (Страхов, 1961) элювиальный процесс быстро охватил сильно денудированную поверхность красноцветных отложений перми и триаса, создав на них железистую кору выветривания.

Реки, стекавшие с суши Татарского и Камского сводов в условиях подпора со стороны озер центральной части впадины, создали на бортах последней обширную сильно заболоченную озерно-аллювиальную равнину, где и происходило накопление железных руд.

Конец оленёкского века характеризуется общим осушением описываемой территории. В кровле железорудной толщи залегает прослой тонкоотмученной пластичной глины. Окраска его всегда более светлая, чем рудной толщи — светло-серая с синеватым оттенком и светло-голубая. Прослой глины (местное название «плотик») характеризуется невыдержанностью по мощности и простиранию. Мощность его изменяется от 0 до 3 *м*, при средней величине 0,3—0,6 *м*.

Тонкая отмученность глины, наличие в ней единичных окатанных галек «рудной земли» и кремня, следы выветривания в виде ярких охристых, охристо- и зеленовато-желтых пятен, мелких включений охры, позволяют считать «плотик» продуктом перемыва рудной толщи в эпоху регионального осушения (средний триас — нижняя юра). Во время последнего на территории Вятско-Камской впадины (хотя она и представляла собой область преимущественно размываемой суши) происходило, по-видимому, незначительное осадконакопление в мелких речках и водоемах, которые заполнялись элювиально-делювиальными образованиями.

В настоящее время у северо-восточной границы распространения оленекских отложений (см. фиг. 2) в образованиях, несколько сходных с оленекскими (мощностью 3 *м*), но отличающихся очень плохой сортировкой пород, предположительно определен верхнетриасовый комплекс спор и пыльцы. По заключению Е. Ф. Шаткинской, Е. Д. Орловой и Н. И. Кузнецовой, он содержит споры плауновых Selaginella obtusosetosa (Lub.) var. triassica К.-М., споры папоротников сем. Osmundceae, Matoniaceae — Matonia triassica, Cyatheaceae, пыльцу кейтониевых, гинкговых, беннетитовых, хвойных и подозамитов. Встречено одно пыльцевое зерно, относящееся к Vittatina — реликту пермской флоры.

В заключение следует отметить, что ранее нами высказывалась мысль о верхнетриасовом возрасте рудной толщи (Наборщиков, 1962). Однако промышленные скопления сидеритов хорошо контролируются береговой линией оленекского (нижнетриасового) озерного бассейна. Поэтому, исходя из литологических сопоставлений и общей палеогеографической ситуации, мы считаем, что образование рудной толщи Вятско-Камской впадины связано с заключительным этапом нижнетриасового осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

Блом Г. И. Некоторые вопросы стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Волго-Окского междуречья и бассейна рек Камы и Вятки. Уч. зап., т. 115, кн. 16, геология. Казанский ун-т, Казань, 1955.

Миропольская Г. Л. О литологии рудоносной толщи в Омутнинских железорудных месторождениях. Докл. АН СССР, т. XVII, № 1, 1949.

Наборщиков В. П. Два разновозрастных железорудных горизонта в верхнем течении р. Камы. Сб. научн. тр. Термского политехн. ин-та, № 8, Пермь, 1961.

Наборщиков В. П. Железные руды Глазовской синеклизы. Сб. научн. тр. Пермского политехн. ин-та, № 12, вып. 1, Пермь, 1962.

Наборщиков В. П., Кропачев А. М. Вещественный состав железных руд Глазовской синеклизы. Геология рудных месторождений, № 2, 1964.

Разумова В. И., Херасков Н. П., Черняховский А. Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на южном Урале. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 77. Изд. АН СССР, 1963.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, т. 1, 1960, т. 2, 1961.

Яницкий А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды северного Тургая и их генезис. Изд. АН СССР, 1960.

Пермский политехнический институт

Дата поступления 27.IV.1965

УДК 553.32(479.22)

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Г. Ю. БУТУЗОВА, Т. В. МЕЛЬЧАКОВА

Чиатурское месторождение марганца расположено в западной Грузии, на площади Грузинской глыбы, севернее Дзирульского кристаллического массива. Оно сформировалось в нижнеолигоценовое время в сложной палеогеографической обстановке, в заливе, вдающемся в Дзирульский массив.

Марганцеворудный горизонт представлен серией перемежающихся рудных и безрудных прослоев, количество которых возрастает с запада на восток. В этом же направлении окисные руды пиролюзит-псиломелан-манганитовые сменяются карбонатными кальциево-родохрозитовыми и мангано-кальцитовыми. Общая мощность нижнеолигоценовых отложений также возрастает с запада на восток.

Гранулометрический состав рудовмещающих отложений ранее никем не изучался. Направления привноса обломочного материала и характер его распределения на площади месторождения оставались не совсем ясными и до некоторой степени даже спорными. В результате этого появлялись резко различные палеогеографические схемы рассматриваемой территории (Лалиев, 1964; Бутузова и Штеренберг, 1964; Эдилашвили и Леквинадзе, 1961; Страхов и Штеренберг, 1965; Дзоценидзе, 1965$_1$, 1965$_2$). Отсутствие механического анализа пород, вмещающих марганцевые руды, вероятнее всего, связано с тем, что исследователи занимались изучением главным образом рудного вещества. Кроме того, механический анализ безрудных отложений затруднялся повышенным содержанием в них аморфного кремнезема (до 20% и более), представленного в основном опалом и в меньшей степени халцедоном.

Пробы для определения механического состава рудовмещающих отложений были отобраны из 17 точек, расположенных в различных частях Чиатурского месторождения и за его пределами, из нижней, верхней и иногда и средней частей рудного горизонта. Это позволило выяснить характер распределения среднего медианного диаметра (*Md*) — основного показателя гранулометрического состава пород не только по площади месторождения, но и в разрезе.

Дезинтеграция пород и удаление опала проводилось путем 5—6-часового нагревания на водяной бане 20-граммовой навески породы, предварительно раздробленной вручную до размера зерен 3—5 *см*, помещенной в 10%-ный раствор едкого калия. Окончательная растирка образцов выполнялась резиновой пробкой. Результаты анализа пород сведены в таблицу.

Из таблицы и фигуры видно, что в начальный момент рудообразования наиболее грубозернистые породы располагались на западе месторождения (нагорье Кведо-Ргани), на севере — (нагорье Дарквети) и на юге (нагорье Мереви). Здесь *Md* имеет наибольшие величины (0,45—0,60), а сортировка материала наилучшая (S_0=2,2—2,4). Величина *Md* уменьшается не только к центральным и восточным частям месторождения (а также на участке Корбоули), но и на нагорьях Мгвимеви, Табагреби, Шукрути и в других местах, расположенных вблизи окраинных частей месторождения. С изменением медианного диаметра пород изменяется и коэффициент сортировки материала. На участках, где *Md* имеет наибольшие значения, So указывает на хорошую сортировку обломочных зерен. К центральным частям месторождения сортировка пород ухудшается.

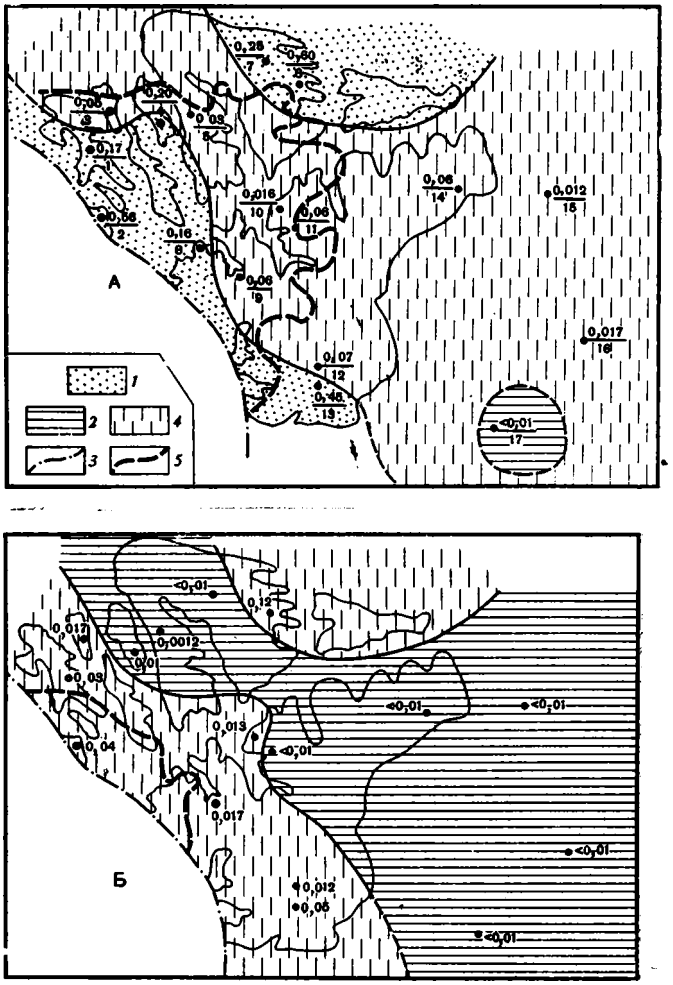
В районе нагорья Сареки (северо-восточная часть месторождения) вмещающие отложения представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками (Бетехтин и др., 1964). При рассмотрении фигуры А видно, что область распространения песчаных пород, расположенная на западе месторождения, совпадает с зоной распространения окисных (пиролюзит-псиломелан-манганитовых) руд, хотя граница последней сдвинута в алевритовые отложения. Характерно, что ареал песчаных отложений северной части месторождения пересекает зоны распространения окисных и карбонатных руд.

Картины распределения основных типов вмещающих отложений в верхней и нижней частях рудного горизонта очень сходны. В завершающую фазу рудообразования, так же как в его начальные моменты, наиболее тонкозернистые породы располагаются в восточной половине месторождения. Однако гранулометрический состав их весьма различный. В отличие от нижней части рудного горизонта вмещающими породами в его верхних частях на севере и западе месторождения являются не пески, а алевролиты. На остальной части месторождения и за его пределами рудовмещающие и синхроничные им отложения представлены глинами и алевритистыми глинами. Анализ схем А и Б и таблицы дает возможность подтвердить положение А. Г. Бетехтина (1937) о трансгрессивном характере олигоценовых отложений, к которым приурочиваются марганцевые руды в Чиатурско-Корбоульском районе. Хорошая согласованность распространения отложений как по нижней, так и по верхней частям рудного горизонта с минералогической зональностью марганцевых руд однозначно указывает на их взаимосвязь. Напомним, что, по А. Г. Бетехтину, Н. М. Страхову, Г. А. Авалиани и др. исследователям, основное поступление относительно богатых Mn растворов, послу-

Механический состав рудовмещающих отложений

№ точки	Места отбора проб для анализов	Фракции, *мм*						*Md*	*So* (коэффициент сортировки)
		1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,001	0,01		
1	Нагорье Ргани, скв. 90, обр. 17	—	—	1	—	4,0	95,0	0,03	2,4
	Там же, обр. 22	—	33	7	11	5	44	0,17	7,7
2	Нагорье Ргани, карьер, обр.4	9,8	20,2	6,7	7,9	7,3	48,1	0,04	8,5
	Там же, обр. 11	3,5	21,5	4,1	4,2	10,6	56,1	0,03	6,2
	Там же, обр. 26	18,0	26,5	9,7	8,6	15,4	21,8	0,40	5,5
	Там же, обр. 42	24,3	27,8	12,0	11,1	5,1	19,7	0,56	2,2
3	Нагорье Халибаури (обнаж.) обр.2	0,078	0,06	0,5	4,8	29,5	65,06	0,013	2,7
	Там же, обр. 5	—	—	—	9,6	36,0	54,4	0,012	2,8
	Там же, обр. 12	—	2,0	5,0	11,8	44,1	37,0	0,05	3,9
4	Нагорье Табагреби, штрек, обр. 4	—	—	—	0,3	14,1	85,6	0,01	2,5
	Там же, обр. 9	—	—	—	1,5	9,3	89,2	0,01	2,5
	Там же, обр. 14	—	7,2	11,2	43,4	21,1	17,1	0,20	3,3
5	Нагорье Мгвимеви, штрек, обр. 2	0,75	0,17	0,16	1,6	27,4	69,92	0,012	3,7
	Там же, обр. 7	13,2	0,58	1,03	12,04	24,25	48,90	0,03	4,4
6	Нагорье Дарвети, обр. 2	—	—	—	1,0	12,1	86,9	0,01	2,5
	Там же, обр. 40	0,1	0,4	17,9	61,7	9,8	10,1	0,20	1,4
	Там же, обр. 21	71,5	2,7	2,3	7,5	7,8	8,2	0,60	1,37
7	Нагорье Дарквети, скв. 95, обр. 5,	0,6	1,7	24,8	25,7	42,3	4,9	0,12	2,85
	Там же, скв. 95 обр. 17	—	0,1	0,9	67,3	13,6	19,1	0,25	3,45
8	Перевиси, штрек, обр. 14	0,6	2,1	3,4	44,6	26,3	23,0	0,16	3,15
9	Нагорье Шукрути, штрек, обр. 9	1,15	0,88	1,38	6,9	39,8	49,89	0,017	2,8
	Там же, обр. 3	29,0	0,6	1,01	7,1	25,4	36,89	0,06	6,9
10	Нагорье Итхвиси, штрек, обр. 1	0,04	0,15	0,4	11,6	30,0	57,81	0,014	2,6
	Там же, обр. 21	5,78	0,74	0,96	8,6	32,6	51,32	0,016	2,7
11	Там же, скв. 398, обр. 4	—	0,1	0,25	2,5	15,6	81,55	0,01	1,7
	Там же, обр. 10	0,25	0,55	0,82	30,4	35,5	32,48	0,06	4,2
12	Нагорье Мереви, скв. 56, обр. 4	—	—	0,04	5,2	36,1	58,6	0,012	2,2
	Там же, обр. 15	9,1	5,1	4,6	23,5	19,9	37,8	0,07	5,4
13	Там же, скв. 118, обр. 4	5,7	3,4	3,4	31,1	25,8	30,6	0,05	3,7
	Там же, обр. 18	25,0	21,0	10,1	15,8	6,2	21,9	0,45	3,4
14	Нагорье Пасиети, обнаж., обр. 29	13,3	3,0	0,3	1,5	0,4	81,5	0,01	2,6
	Там же, обр. 37	0,9	1,0	2,8	16,0	67,8	11,5	0,06	2,7
15	Участок Корбоули, скв. 459, обр. 55	0,05	0,02	0,02	1,9	18,7	79,31	0,01	2,6
	Там же, обр. 58	—	—	—	0,35	26,4	73,25	0,012	3,5
16	Там же. скв. 459, обр. 68	—	—	—	0,05	1,74	98,21	0,01	2,65
	Там же, обр. 76	0,4	0,16	0,1	8,0	40,7	50,64	0,017	2,6
17	Там же, скв. 444, обр. 84	—	—	—	15,5	0,70	83,8	0,01	2,6
	Там же, обр. 87	0,1	—	0,05	0,06	24,5	75,29	0,01	1,48

живших материалом для образования руд, происходило как раз в этом же западно-восточном направлении. Таким образом, направление привноса терригенного материала в данном случае совпало с направлением поступления рудообразующих растворов. Иная картина наблюдается на северной (нагорья Мгвимеви, Дарквети, Сареки) и отчасти по самой южной части месторождения (нагорье Мереви). Обломочный материал, поступавший на площадь месторождения с северного и южного направлений, по-видимому, не сопровождался усиленным привносом рудообразующих растворов.



Распределение медианного диаметра вмещающих отложений по верхней (А) и нижней (Б) частям рудного горизонта

1 — пески (песчаники); *2* — алевролиты; *3* — глины; *4* — тектонические нарушения; *5* — граница между зонами окисных и карбонатных руд, $\frac{10,01}{17}$ — числитель — средний диаметр частиц, знаменатель — номер проб

Таким образом, во время рудообразования Чиатурский бассейн, представляющий собой в плане залив северо-восточной ориентировки, питался терригенным материалом в основном с юго-запада, юга и севера.

Эти данные подтверждаются распределением минералов, слагающих легкую и тяжелую фракции пород.

Определение источников сноса по данным минералогического анализа для описываемой территории — дело весьма трудное из-за чрезвычайно малого размера бассейна, в котором происходило рудообразование. Поступающий с разных направлений обломочный материал быстро смешивался, образуя единую терригенно-минералогическую провинцию. Вместе с тем при анализе отдельных минеральных компонентов устанавли-

ваются некоторые различия в их количественных соотношениях, особенно четко проявляющиеся в краевых частях месторождения, характеризующихся высокими *Md*. Например, влияние юго-западной суши, где широко развиты гранитоиды Дзирульского массива, сказывается в повышенных количествах биотита в рудовмещающих отложениях нагорий Ргани, Перевиси, Мереви и восточной части нагорья Итхвиси, в резком преобладании обломков гранитоидов, в характерном для этих пород соотношении между кварцем, полевыми шпатами и плагиоклазами в тонкозернистых породах.

Рудовмещающие породы северных и северо-восточных частей месторождения имеют близкий минеральный состав, но количественные соотношения отдельных минеральных компонентов существенно другие. Значительно уменьшается содержание обломков гранитоидов и биотита. Количество обломков эффузивных пород соответственно возрастает.

Хотя ассоциация минералов тяжелой фракции довольно постоянна по всей площади месторождения, все же количественные соотношения отдельных компонентов дают некоторые указания на различный состав пород северной и южной суш. Содержание апатита, одного из наиболее характерных минералов гранитоидов, в тяжелых фракциях пород юго-западной и центральной частей месторождения достигает 26—36%. На северной и северо-восточной окраине месторождения апатит в тяжелой фракции рудовмещающих пород составляет всего 4—12%. Для титансодержащих минералов наблюдаются обратные соотношения. Их больше в породах северо-восточной и северной частей месторождения (19—24%), чем в южной и центральной (9—13%) частях.

Таким образом, изучение гранулометрического состава рудовмещающих отложений Чиатурского марганцеворудного месторождения с привлечением минералогического анализа показывает, что помимо основного юго-западного направления привноса терригенного материала, образующегося за счет размыва обнажающихся в то время гранитоидов Дзирульского массива и примыкающих к ним эффузивов лейаса и байоса, откуда шло поступление рудных растворов (Дзоценидзе, 1965; Эдилашвили, Леквинадзе, 1961), существовали и другие источники, оказывающие значительно меньшее влияние на общий гранулометрический фон рудообразования. С запада Чиатурский бассейн питался за счет гранитоидов и других пород, слагающих Дзирульский массив, вырисовывающийся в нижнеолигоценовое время в виде узкой, несколько изогнутой, широтно вытянутой суши. На север в это время суша представляла собой, по-видимому, отдельные острова, сложенные в основном порфиритами байоса.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Влияние орогенических движений на состав рудоносных фаций Чиатурского марганцевого месторождения. Изв. Ленингр. горн. ин-та, т. 11, вып. 1, 1937.

Бетехтин А. Г. и др. Чиатурское месторождение марганца. Изд-во «Недра», 1964.

Бутузова Г. Ю., Штеренберг Л. Е. Распределение марганца в хадумских отложениях Грузии. Литол. и полез. ископ., № 1, 1964.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. По матер. VI Всес. литол. совещания. Изд-во «Наука», 1965_1.

Дзоценидзе Г. С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца. Литол. и полез. ископ., № 1, 1965_2.

Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. Изд-во «Недра», 1964.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. К вопросу о генетическом типе Чиатурского месторождения. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1965.

Эдилашвили В. Я., Леквинадзе Р. Д. К вопросу палеогеографии марганценосного бассейна Грузии в позднеолигоценовое время. Тр. КИМС, вып. 3(5), Тбилиси, 1961.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
3.II.1966

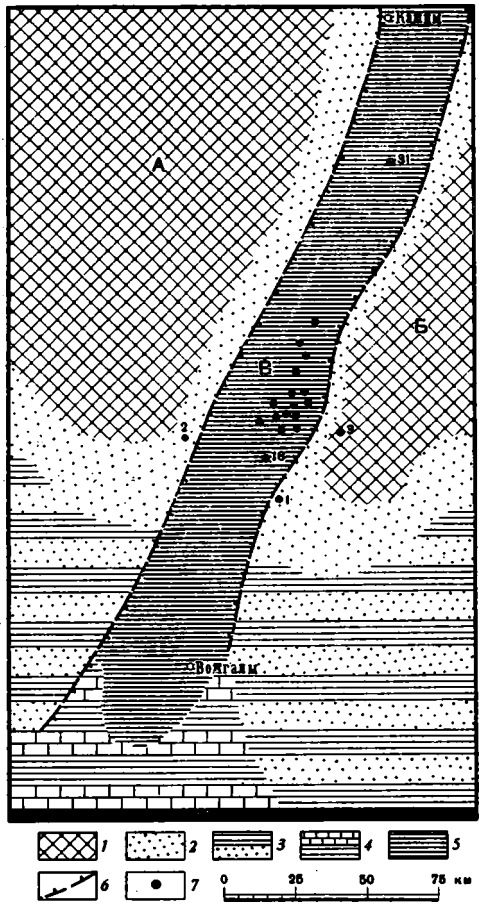
УДК 553.982(470.4)

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕКЫНОВСКОЙ НЕФТЕНОСНОЙ ТОЛЩИ В КИРОВСКОМ ПРОГИБЕ

А. С. РУМЯНЦЕВ

Северная часть Казанско-Кажимского авлакогена, известная как Кировский прогиб, характеризуется наличием рифейского цоколя, максимальной мощностью терригенных образований девона и резко выраженным грабенообразным строением (Валеев, 1961). Кировский прогиб (фиг. 1) заложился в зоне рифейского грабена южнее Сырьян, где ширина Кировского прогиба составляет около 30 *км*, прогиб расширяется до 60—80 *км* на широте Вожгал и несколько выполаживается, постепенно утрачивая черты грабена.

Кировский прогиб, выполненный среднедевонскими, нижнефранскими и саргаевскими отложениями, ограничен по разломам приподнятыми выступами фундамента: Котельническим и Сыктывкарским сводами на западе и Немско-Лойнинским на востоке, в сторону которых происходит стратиграфическое выклинивание докыновских образований, представленных глинисто-песчаными осадками мелководного моря. Кыновские отложения, трансгрессивно перекрывающие своды, в зоне прогиба имеют уникальную для платформы мощность (до 790 *м* в Сырьянах) и представлены на 90% пелитовыми осадками, содержащими бедную морскую фауну тиманского типа, включая такие планктонно-нектонные формы, как ортоцератиты, тентакулиты, бактриты, бухиолы и птерохении (Малахова, 1941). Указанные признаки позволяют интерпретировать кыновские отложения как относительно глубоководные, что отмечалось рядом авторов (Бирина, 1958; Тихонович, 1951; Филиппова, 1949). Углубление бассейна, начавшееся в конце пашийского времени, свидетельствует о некомпенсированном опускании зоны прогиба, которое было вызвано интенсивным оседанием фундамента по разломам. Дифференцированные движения соседних областей сводов и прогиба, завершающая фаза которых имела место в среднекыновское время, сопровождались дополнительными расколами фундамента с образованием на погружениях сводов тектонически неустойчивых зон микроблоков.



Фиг. 1. Фациальная схема Кировского прогиба и прилегающих районов в среднекыновское время

А — Сыктывкарский свод; Б — северная половина Немско-Лойнинского свода; В — группа сырьянских скважин: *1* — области размыва. Обстановки осадконакопления: *2* — прибрежная; *3* — мелководная; *4* — умеренных глубин; *5* — относительно глубоководная; *6* — разломы; *7* — скважины

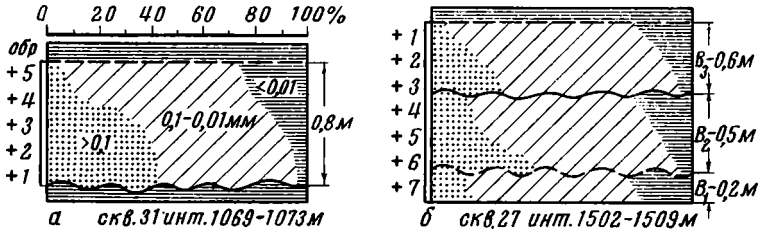
Разрез кыновских отложений, развитых в Кировском прогибе, подразделяется на три литологические толщи: нижнекыновскую алевролито-карбонатно-глинистую, среднекыновскую-алевролитово-глинистую и верхнекыновскую — глинистую. Стратиграфический объем выделенных толщ принимается условно по их положению в разрезе.

Объектом обсуждения в данной статье является среднекыновская толща, которая в связи с ее нефтеносностью на Сырьянской площади (Мельников, 1961) хорошо охарактеризована керном. Нефтеносная толща, локализованная в зоне прогиба, имеет мощность около 100 *м* в Вожгалах и Кажиме и до 237 *м* в Сырьянах. Она представлена беспорядочно переслаивающимися тонкослоистыми аргиллитами, которые преобладают в разрезе, и грубозернистыми алевролитами. К югу содержание алевролитов в разрезе сокращается от 40% (Кажим) до 30% (Сырьяны) и 15% (Вожгалы). В Вожгалах в разрезе нефтеносной толщи появляются прослои глинистых известняков (Филиппова, 1949). К югу от Вожгал алевролиты замещаются аргиллитами, которые слагают разрез среднекыновской толщи в Советской скважине (Ларионова, 1956). В южном направлении также отмечается закономерное уменьшение средних содержаний песчаной фракции в алевролитах от 30% (скв. 31) до 8% (скв. 18).

На погружениях сводов (скв. 1, скв. 2) среднекыновская толща мощностью около 40 *м* представлена пачкой разнозернистых песчаников и алевролитов: резко отличаясь по мощности и составу от нефтеносной толщи, она является шельфовым аналогом последней. Своды, за исключением южной половины Немско-Лойнинского свода, где среднекыновская толща представлена маломощной пачкой аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников, перекрываются верхнекыновскими отложениями, которые к северу от широты Сырьян были уничтожены предвизейским размывом. Таким образом, в период накопления нефтеносной толщи суши располагались в непосредственной близости от глубоководного бассейна на сводах, ограничивающих северную часть прогиба. Наличие многочисленных прослоев кластических пород в средней части разреза глинистых кыновских отложний

указывает на временную активизацию восходящих движений сводов. Увеличение относительной мощности и грубозернистости алевролитов в сторону Кажима свидетельствует о прогрессировавшем в северном направлении размыве пород, обнажавшихся в пределах сводов, тектонический рельеф которых характеризуется региональным южным наклоном.

Данные структурных и текстурных особенностей алевролитов, полученные при изучении разрезов скв. 31 и группы сырьянских скважин, позволяют выяснить механизм накопления нефтеносной толщи. Алевролиты, состоящие в основном из грубоалевритовых частиц, содержат примесь мелкопесчаных зерен в количестве от 5 до 40% и глинистого материала от 5 до 50%. Наибольшее распространение имеют гранулометрически однородные разности, представленные на 70—80% зернами алевритовой размерности.



Фиг. 2. Гранулометрическая характеристика алевролитов
а — слой; *б* — пласт

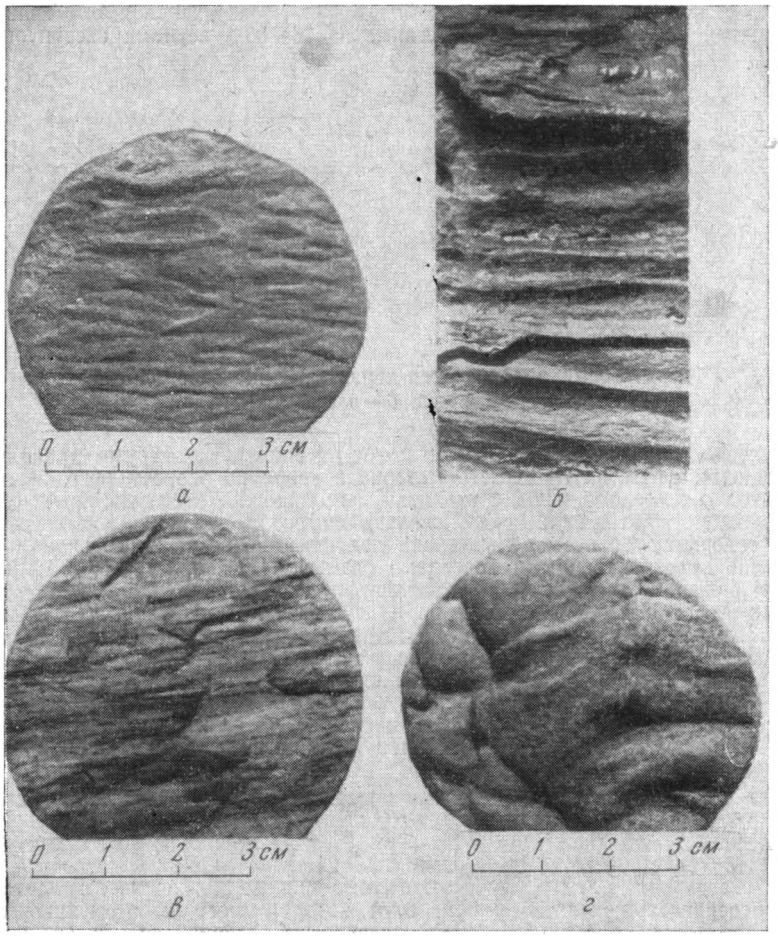
Слои алевролитов мощностью до 1 *м* имеют массивную текстуру и характеризуются увеличением количества глинистого материала вверх по разрезу (фиг. 2), в связи с чем переход к лежащим выше аргиллитам, как правило, постепенный. Содержание песчаной фракции возрастает к нижней границе слоев, которая обычно четко выражена и нередко содержит так называемые знаки подошвы — отпечатки неровной поверхности с взаимно ориентированными бороздами размыва (фиг. 3, *а*, *б*, *в*, *г*). Таким образом, для алевролитов характерна слоистость типа graded bedding, происхождение которой связывают с отложением осадка из суспензионного потока (Страхов, 1963; Haaf, 1959; Kuenen, 1959; Shepard, 1961). Нередко встречаются прослои, в которых отсортированная слоистость слабо выражена или вообще не отмечается. Это обстоятельство не противоречит выводу о накоплении алевролитов суспензионными потоками, поскольку Шепард, изучавший гранулометрию современных осадков мутевых потоков, подчеркнул, что совершенная сортировка наблюдается редко (Shepard, 1961). Хаф (Haaf, 1959) пришел к выводу, что в случае тонкозернистости и однородности материала отсортированная слоистость трудно определима.

Наличие в глубоководных отложениях поверхностей размыва, приуроченных к подошве алевролитовых слоев, также указывает на участие мутевых потоков в накоплении нефтеносной толщи (Haaf, 1959; Kuenen, 1959). О мощности подводных эрозионных процессов свидетельствует керн, поднятый из зоны литологического прилегания аргиллитов и алевролитов, которые содержат линзовидные включения аргиллитов. Вертикальная поверхность контакта (см. фиг. 3, *в*), которая имеет слабо выраженный профиль взаимного переклинивания, возникла в процессе глубокой эрозии (до 20 *см* по керну) глинистого осадка мутевым потоком с последующим заполнением вреза алевритовым материалом, выпадавшим из потока.

Пласты алевролитов, мощность которых достигает 6 *м*, состоят из нескольких слоев с резким переходом вверх по разрезу от сильно глинистых к слабо глинистым алевролитам (см. фиг. 2, *б*). Контактами между слоями внутри пласта также иногда являются поверхности размыва, которые выражены менее четко, чем в подошве пластов. Нередко границу между слоями невозможно обнаружить визуально в связи с отсутствием верхней сильно глинистой части подстилающего слоя. Однако и в этих случаях вверх по разрезу отмечается резкий гранулометрический скачок от мелко- к грубозернистым алевролитам. Концепция мутевых потоков легко объясняет механизм накопления описанных выше сложно стратифицированных пластов, формировавшихся последовательно проходившими потоками, каждый из которых эродировал полностью или частично верхнюю глинистую часть слоя, отложенного предшествующим потоком (Haaf, 1959; Kuenen, 1957).

В нефтеносной толще встречаются все разновидности текстур оползания осадков от следов оплывания и сингенетической деформации слоистости до многочисленных зеркал скольжения, оползневых брекчий и перемятых аргиллитов (фиг. 4, *а*, *б*). Существует мнение, что мутевые потоки развиваются из оползней (Хворова, 1958), Хизен и др., 1958, Kuenen, 1957). Как известно, поверхности размыва и оползневые текстуры характерны для флишевых формаций, накопление которых связывают с деятельностью мутевых потоков (Страхов, 1963; Хворова, 1958; Kuenen, 1959).

В алевролитах встречаются скопления разноокатанных галек диаметром до 3 *см*. Гальки и удлиненные растительные компоненты осадка, содержащиеся в алевролитах иногда в большом количестве, ориентированы одинаково, что указывает на совместный перенос разнозернистого материала, возможный лишь в условиях суспензионного течения осадка. Таким образом, импульсный характер осадконакопления, зафиксированный в динамичном литологическом облике разреза нефтеносной толщи, объясняется участием в ее накоплении неоднократно возникавших суспензионных потоков.



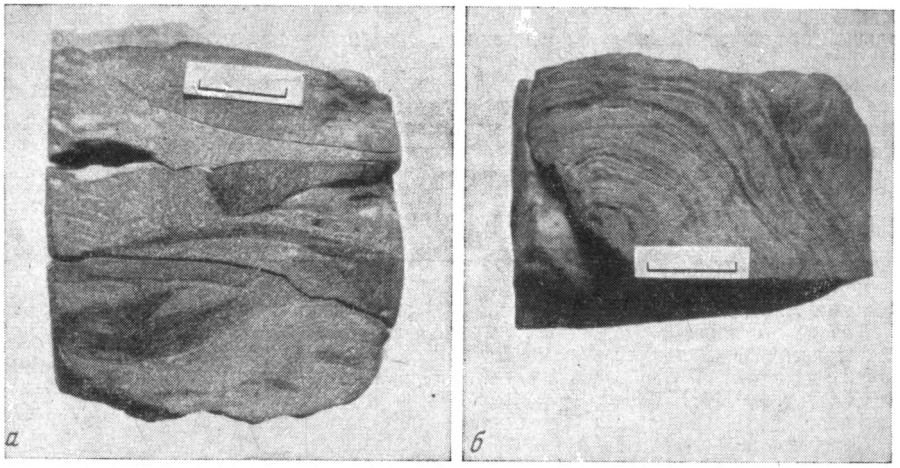
Фиг. 3. Разновидности текстур размыва, волочения и оплывания

а — отпечатки поверхности размыва, скв. 7, гл. 1800 *м*; *б* — отпечаток вертикальной эрозионной поверхности, скв. 20, гл. 1616 *м*; *в* — следы волочения в алевролитовом слое, скв. 31, гл. 1110 *м*, *г* — следы оплывания, скв. 16, гл. 1653 *м*

Фациально-тектоническая обстановка, в которой происходило накопление нефтеносной толщи, согласуется с существующими представлениями о причинах и условиях возникновения мутевых потоков. Кировский прогиб имел морфологически выраженные склоны, приуроченные к конседиментационным разломам, что доказывается близостью суши к глубоководной области моря, резким изменением фации и мощностей среднекыновской толщи на незначительных расстояниях и признаками оползания осадков. Воздымание сводов, захватившее также зоны микроблоков, сопровождалось энергичным выносом на присклоновый край шельфа большого количества кластогенного материала, что создавало предпосылки для возникновения оползней и мутевых потоков. Относительная тонкозернистость осадков, переотлагавшихся в прогиб мутевыми потоками, свидетельствует о том, что зарождение потоков происходило на наиболее глубоководной присклоновой части шельфа. Причинами оползней и мутевых потоков были землетрясения, вызванные дифференцированными движениями соседних

областей прогиба и сводов, а также мощные штормовые волны типа цунами (Страхов, 1963; Хворова, 1957, Хизен и др. 1958; Эриксон и др. 1957; Kuenen, 1957).

О большой интенсивности тектонических процессов в зоне Кировского прогиба свидетельствуют не только огромная мощность кыновских отложений, но и вулканические выбросы на границе среднего и верхнего девона, а также землетрясения, отмеченные здесь в новейшее время (Эллерн и др., 1963). Иной генезис имели, очевидно, слои, содержащие большое количество растительных остатков и плохоокатанную, ожелезненную гальку, которая поступала в прогиб из водноприбойной зоны или же непосредственно с суши. Отсутствие среднекыновских отложений в скв. 3, пробуренной в 15 *км* к востоку от ближайшей из сырьянских скважин, дает основание полагать, что зона шельфа, располагавшаяся вдоль западного погружения Немско-Лойненского свода,



Фиг. 4. Разновидность текстур оползания осадков

а — сингенетичная деформация слоистости, скв. 27, гл. 1728 *м*; *б* — оползневые брекчии, скв. 27, гл. 1509 *м*

имела ширину не более 5—7 *км*. Внутренняя граница шельфа находилась, видимо, в пределах досягаемости стекавших с суши временных потоков, которые на склоне прогиба развивались в суспензионные течения (Kuenen, 1957). Таким образом, накопление полифациальной нефтеносной толщи было связано с временным воздыманием сводов, однако формирование отдельных алевролитовых слоев вызывалось неоднократно повторявшимися сейсмическими и климатическими явлениями.

Мутевые потоки, очаги возникновения которых располагались близко от областей эрозии, стекали в северную часть прогиба.

Поступление мелкоалевритового материала в южную часть прогиба, удаленную от областей сноса, указывает на участие продольного течения в накоплении нефтеносной толщи. Это предположение объясняет причину литологического выклинивания алевролитовых прослоев к югу от Вожгал, где течение, видимо, затухало. Косвенным указанием на существование течения служит также отмеченная в вожгальском разрезе обогащенность аргиллитов алевритовым материалом (Филиппова, 1949). Однако, поскольку основная масса кластогенных осадков улавливалась северной частью прогиба вблизи областей сноса, следует полагать, что течение транспортировало главным образом пелитовый материал.

Необходимо отметить, что на литофациальной схеме саргаевского времени Кировский прогиб четко выделяется в зоне распространения аргиллитов среди поля карбонатных пород, что свидетельствует о существовании в унаследованном от кыновского времени бассейна продольного течения, приносившего в прогиб пелитовый материал с севера. Течение возникло, видимо, в начале кыновского времени в связи с некомпенсированным опусканием узкой, вытянутой зоны прогиба. Наличие в кыновских отложениях фауны тиманского типа указывает на связь бассейна, существующего в Кировском прогибе, с бореальным бассейном Тимана. Можно полагать, что она осуществлялась в форме слабого, но устойчивого во времени течения.

Из рассмотрения механизма накопления нефтеносной толщи следует, что возникновение мутевых потоков происходило в определенных фациально-тектонических условиях, наиболее благоприятное сочетание которых имело место в зонах накопления флишевых толщ. Морфологическое сходство внутриплатформенного Кировского прогиба с геосинклинальными флишевыми прогибами дополняется принципиальным сход-

ством обстановок осадконакопления. Различие состоит в том, что скорость восходящих движений сводов, тектоническая активность которых ограничивалась процессом общего опускания платформы, значительно уступала скорости воздымания кордильер флишевых трогов. Кроме того, в отличие от флишевых прогибов, где происходило одновременное и повсеместное сползание осадков, в Кировский прогиб стекали потоки, которые возникали по различным причинам и двигались из определенных центров (Хворова, 1958). Эти различия объясняют отсутствие в строении нефтеносной толщи характерной для флиша ритмичности, а также невыдержанность алевролитовых прослоев.

В заключение представляется необходимым отметить некоторые седиментационные аспекты нефтеносности среднекыновской толщи. Знание условий накопления среднекыновских отложений, нефтеносность которых установлена, облегчает решение таких практически важных вопросов, как распространение и форма залегания коллекторов, характер изменения коллекторских свойств алевролитов по разрезу и на площади. Большой практический интерес представляют совершенно не изученные шельфовые аналоги нефтеносной толщи, содержащие коллекторы более высокого качества. Возможным объяснением нефтеносности среднекыновской толщи служит сам факт участия в ее накоплении придонных мутевых потоков, которые, являясь мощным агентом осадконакопления, были причиной массовой гибели и быстрого захоронения бентонных организмов (Хизен и др., 1958).

ЛИТЕРАТУРА

Бирина Л. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Волго-Уральской провинции. Сб. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в северо-восточных районах Урало-Волжской нефтеносной области». Гостоптехиздат, 1958.

Валеев Р. Н. Тектоническое строение и история геологического развития Кировско-Казанского прогиба. Изв. высш. уч. завед. Нефть и газ, № 11, 1961. Заметка о землетрясениях в Вятской губернии. Вятск. губ. новости, 1880 г. № 27.

Ларионова Е. Н. Особенности разреза девона на р. Вятке у г. Советска. Докл. АН СССР, т. 109, № 1, 1956.

Малахова Н. П. Стратиграфический разрез самой глубокой скважины в центре Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4—5, 1941.

Мельников А. М. Нефтеносность девонских отложений Сырьянской площади. Геол. нефти и газа, № 9, 1961.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1963.

Тихонович Н. Н. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. Гостоптехиздат, 1951. Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Госгеолтехиздат, 1961.

Филиппова М. Ф. Особенности девонских отложений в разрезах Ивановской и Вожгальской скважин. Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 1, 1949.

Хворова И. В. О происхождении флиша. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1958.

Хизен Б. С., Юинг М., Мензис Р. Подводные мутевые потоки. Природа, № 2, 1958.

Эллерн С. С., Валеев Р. Н., Ситдиков Б. С. Некоторые закономерности распространения девонских вулканических образований на востоке Русской платформы. Сов. геология, № 8, 1963.

Эриксон Д. Б., Юинг М., Хизен Б., Воллин Г. Отложение осадков в глубоководной части Атлантики. Сб. «Земная кора». Изд. иностр. лит., 1957.

Haaf E. T. Properties and occurence of turbidites. Geol. en mijnbow. N 7, 1959.

Kuenen Ph. H. Sole merkins of graded bedding graywacke beds. J. geol., N 2, 1957.

Kuenen Ph. H. Sands-its origin, transportation, abrasion and accumulation. Geol. Soc. South. Africa, annexure to v. LXII, N 6, 1959.

Shepard F. P. Deep-sea sands. Int. geol. congr., XXI session, part XXIII, Copenhagen, 1961.

Средне-Волжское
территориальное геологическое
управление. Горький

Дата поступления
26.X.1965

УДК 553.61(470.63)

ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГАЗОНОСНЫХ ПОРОД ХАДУМСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-СТАВРОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д. Д. КОТЕЛЬНИКОВ

Поиски наиболее эффективных и высокопроизводительных методов эксплуатации нефтяных и газовых месторождений вызывают необходимость всестороннего изучения пород-коллекторов, в том числе содержащихся в них глинистых минералов.

Для выяснения влияния ряда особенностей глинистых минералов на коллекторские свойства газоносных пород нами в интервале 840—740 *м* скв. 117 крупнейшего в Центральном Предкавказье Северо-Ставропольского газового месторождения были изучены продуктивные отложения хадумского возраста, а также подстилающие их породы верхов эоцена.

В пределах Центрального Предкавказья продуктивные отложения хадума, с которыми связаны основные газовые месторождения, представлены, как известно, полосой песчано-алевритовых пород, протягивающейся от ст. Ипатово в юго-западном направлении до ст. Пелагаида и поворачивающей далее к западу, где она прослеживается до г. Армавира. Образование хадумской песчаной фации, по данным Г. Т. Юдина и Ю. А. Сударикова (1960), связано с течениями хадумского моря, которые, согласно В. А. Гроссгейму и др. (1957), проходили в этой зоне с севера на юг и приносили терригенный материал.

Нижняя часть изученного разреза (фиг. 1) в интервале 840—829 *м* (обр. 33) относится к низам белоглинской свиты (эоцен) и представлена неизвестковыми, слабоалевритистыми глинами (за счет примеси кварца, полевого шпата и глауконита). В интервале 829—802 *м* залегают мергели, в верхней части (обр. 25), содержащие до 15—20% алевритовой примеси, внизу ее содержание снижается до 5%. В отдельных прослоях много глауконита.

На дифрактометрических кривых мергелей фракций меньше 0,001 *мм* отмечается (фиг. 2, образцы 26а и 25а) серия интенсивных рефлексов, кратных 10,0 Å (10,0; 5,0; 3,33 Å), указывающая на присутствие гидрослюды диоктаэдрической разновидности. Однако, в отличие от типичных гидрослюд, рефлекс со значением 10,0 Å характеризуется на кривых постепенным спадом интенсивности в сторону углов с малым значением θ. После насыщения образцов глицерином указанный рефлекс приобретает симметричную конфигурацию. При этом на кривых из нижней части рассматриваемой толщи появляется незначительный рефлекс со значением 17,8 Å (см. фиг. 2, обр. 26б), указывающий на наличие в этом случае небольшой примеси разбухающего минерала, связанного с деградацией гидрослюд. В верхах толщи насыщение образцов глицерином не сопровождается появлением рефлекса 17,8 Å, что свидетельствует о присутствии здесь монтмориллонит-гидрослюдистых смешанно-слойных образований. Судя по значительной интенсивности рефлексов со значением 7,15 и 3,57 Å, которые исчезают при прокаливании образцов в течение 2 часов при 600° и сохраняются при обработке их теплой 10% HCl, мергели содержат высокую примесь каолинита. Наличие на кривых исходных образцов слабого рефлекса со значением 4,7 Å (003), который исчезает при указанных выше обработках, а также появление после прокаливания образцов незначительного рефлекса со значением около 14,3 Å указывает, кроме того, на небольшую примесь хлорита.

С глубины 802 *м* (по Л. С. Темину) начинаются отложения хадума. Согласно данным В. С. Бабай (Мельникова, Бабай, 1958; Бабай, 1959), продуктивная часть хадума Центрального Ставрополья по структурно-минералогическим и текстурным особенностям подразделяется на пять пачек.

Первая пачка в интервале 802—793 *м* представлена толщей неравномерно-алевритистых глин, содержащих прослои и пропластки алевролитов.

Вторая пачка в интервале 793—768 *м* сложена переслаивающимися слабо алевритистыми и неравномерно-алевритовыми глинами и глинистыми алевролитами с пропластками и линзами слабо сцементированных алевролитов (алевритов). Третья пачка в интервале 768—743 *м* представлена неравномерно-глинистыми алевролитами и алевритами, характеризующимися беспорядочно-петельчатой текстурой и содержащими линзовидные пропластки глин. Четвертая пачка, мощностью около 3 *м*, состоит из слабо глинистых, разнозернистых алевролитов. Пятая верхняя пачка сложена глинами с пропласточками алевролитов, которые являются покрышкой продуктивных отложений. Характерной особенностью пород этой части разреза является значительная примесь органического вещества.

Алевролиты представлены в основном мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми разностями преимущественно с глинистым цементом. Размеры обломочного материала изменяются от 0,01 до 0,8 *мм*, и лишь в третьей пачке, характеризующейся, как видно на кривой КС и особенно ПС (см. фиг. 1), наибольшей проницаемостью, резко преобладают зерна 0,03—0,05 *мм*. Поверхность многих зерен корродирована глинистым це-

ментом. В нижней пачке цемент присутствует в количестве 18—20% и имеет преимущественно поровый и базальный характер. В двух лежащих выше пачках содержание цемента, который имеет частично пленочный тип, снижается соответственно с 17 до 7%. В третьей пачке цемент участками имеет пиритовый состав. В четвертой пачке количество цемента, который частично является хлоритовым и представлен в основном поровым, а участками базальным типом, не превышает 10%. Эти данные показывают, что в основной группе коллекторов, которые приурочены к верхней части хадумской алевритовой пачки, глинистая примесь содержится в относительно небольшом количестве.

В алевритах повсеместно присутствует глауконит, причем наибольшее содержание его отмечается в третьей и пятой пачках, тогда как в четвертой он присутствует только в отдельных прослоях. Из акцессорных минералов наблюдаются циркон, гранат, лейкоксен, турмалин, хлоритизированные минералы, а также титансодержащие непрозрачные и черные рудные минералы. Присутствуют также мелкие кристаллы аутигенных титансодержащих минералов (анатаз, брукит).

В отличие от пород белоглинской свиты, на дифрактометрических кривых тонких фракций глин (0,001 *мм*) и глинистого цемента алевролитов хадума, присутствует интенсивный рефлекс со значением 11,9—12,6 Å, после насыщения глицерином эти образцы дают резко выраженный рефлекс 17,8 Å. Это указывает на то, что в составе ассоциаций глинистых минералов хадума содержится значительное количество разбухающего минерала. Наоборот, судя по наличию на кривых более слабых, чем в изученных породах эоцена, рефлексов, 7,15 и 3,57 Å, примесь каолинита резко снижается.

В незначительном количестве в породах присутствует хлорит. При этом необходимо заметить, что по разрезу хадумских отложений в глинах (обр. 14, 23) по сравнению с алевролитами и алевритами (обр. 2, 3, 11, 22) примесь каолинита относительно более значительная. Это можно объяснить (Котельников, 1965_1) большей интенсивностью процесса изменения обломочного глинистого материала, в том числе и каолинита в проницаемых породах, по сравнению с непроницаемыми глинистыми разностями. В глинах принесенный с континента каолинит после отложения терригенного материала консервируется и в дальнейшем сохраняется почти без изменения. В проницаемых же породах механически измельченный в процессе переноса каолинит может в дальнейшем несколько изменяться и после отложения терригенного материала. В свою очередь распределение разбухающего минерала имеет обратную тенденцию, а именно: максимальное содержание его наблюдается в алевритах и алевролитах (обр. 2, 3, 11, 22), тогда как в глинах (обр. 14, 23) примесь его присутствует в несколько меньшем количестве. Указанные закономерности распределения глинистых минералов наблюдаются и по другим разрезам песчано-алевритовой полосы хадума — в частности, на Ипатовской и Убежинско-Николаевской площадях.

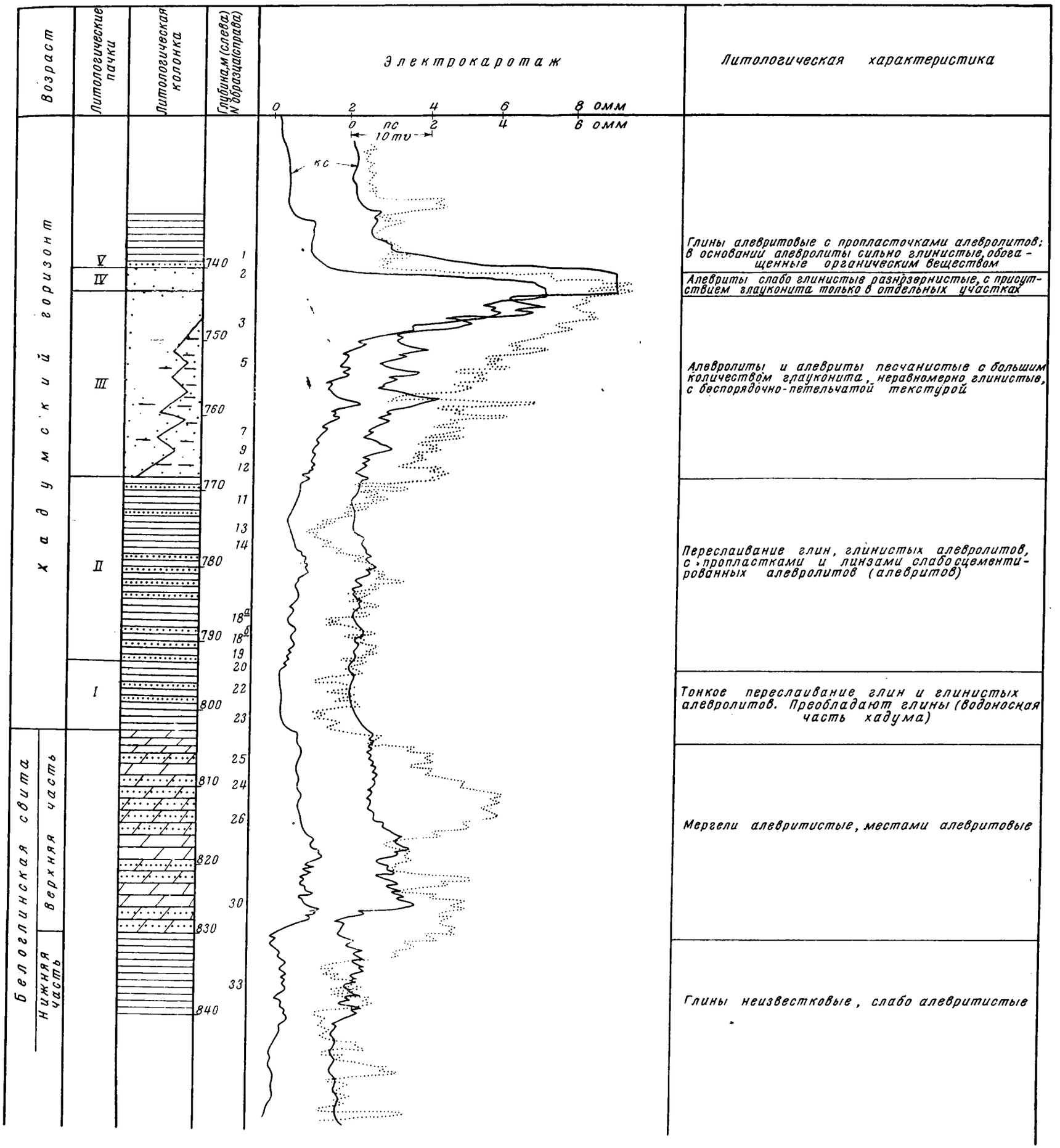
Анализ дифрактометрических кривых, а также электронных микрофотографий, характеризующихся резким преобладанием частиц изометричного, характерного для гидрослюд, габитуса, показывает, что исходным материалом для накопления глинистых минералов в изученных отложениях являлись размывавшиеся осадочные толщи, содержащие в виде преобладающего компонента гидрослюду.

В период накопления карбонатных пород эоцена в пределах описанной территории существовали, по-видимому, нормальноморские условия, поэтому сносившиеся с континента деградированные гидрослюды, обладая способностью адсорбировать K^+ из морской воды, почти полностью переходили снова в неразбухающие разности (Weaver, 1958).

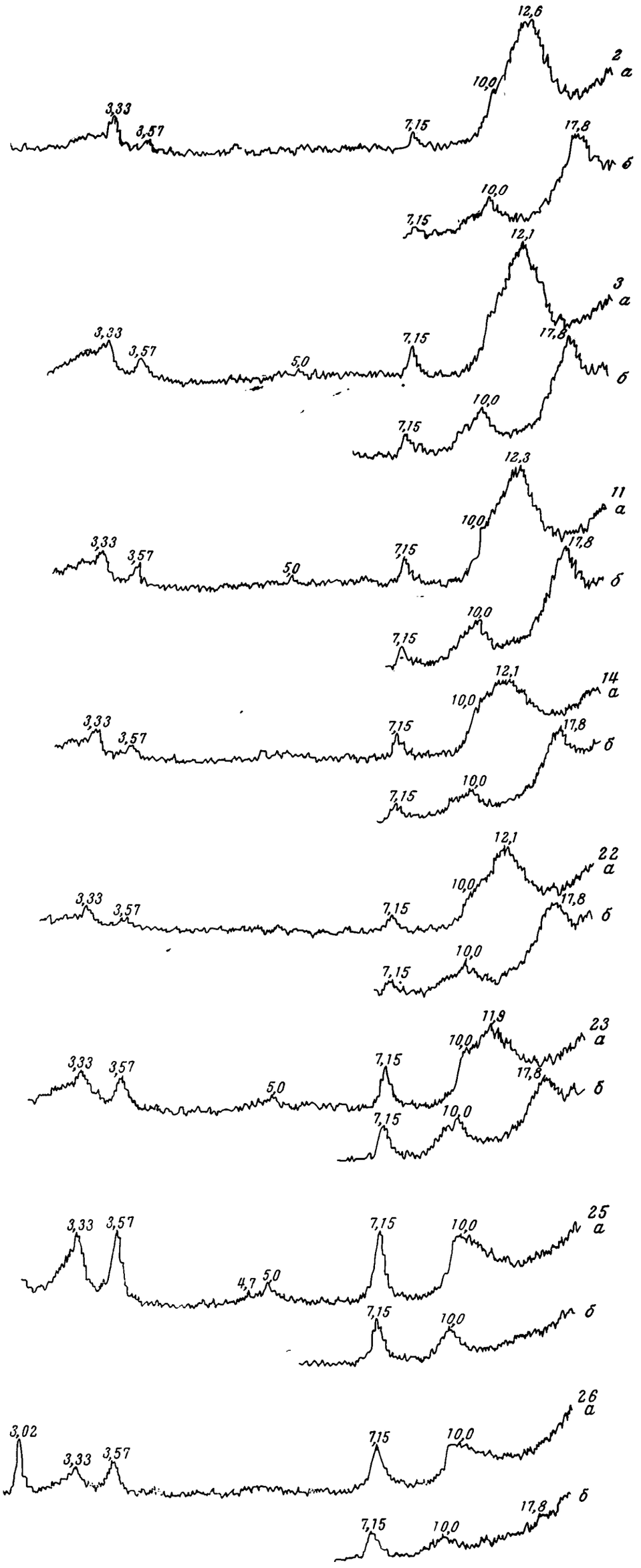
В то же время накопление пород хадумского горизонта в пределах рассматриваемой территории происходило в мелководном бассейне, возможно, в прибрежной его зоне (Мельникова и др., 1958), которая характеризовалась некоторой опресненностью. Поэтому поступавшие деградированные гидрослюды не восстанавливали свои первоначальные свойства. Следует также иметь в виду, что в проницаемых песчано-алевритовых породах, учитывая слабую минерализацию пластовых вод хадума (особенно низкое содержание в них K^+), процесс деградации гидрослюд мог продолжаться и после отложения терригенного материала.

Согласно электронномикроскопическим исследованиям, глинистые минералы в поровых пространствах алевритов и алевролитов, аналогично вмещающим их глинам, представлены обломочными разновидностями. Как известно, в цементе песчано-алевритовых пород гидрослюда довольно часто представлена удлиненными частицами (Котельников, 1958, 1965_2; Саркисян и др., 1962). При этом размеры удлиненных пластинок зависят от содержания K_2O во фракциях меньше 0,001 *мм*.

Снижение содержания K_2O до значений менее 3% приводит к резкому повышению дисперсности удлиненных пластинок, которые относятся в этом случае к удлиненно-чешуйчатой разновидности монтмориллонита (Котельников, 1963). Однако как в цементе песчано-алевритовых пород, изученных нами V и VI меотических горизонтов Троицкой площади Анастасиевско-Троицкого месторождения Краснодарского края, где содержание K_2O равно 2,30—2,80% (Котельников, 1964), так и в составе глинистой примеси хадумских газоносных пород, в которых, по данным Ипатовской опорной скважины, содержание K_2O составляет 2,33—2,90%, практически не наблюдается даже удлиненно-чешуйчатой разновидности монтмориллонита. Это показывает, что для возникновения удлиненных разновидностей гидрослюды или монтмориллонита недоста-



Фиг. 1. Литолого-стратиграфический разрез белоглинской свиты и хадумского горизонта по скв. 117
Отрицательные аномалии ПС показаны в направлении значений КС



Фиг. 2. Дифрактометрические кривые фракций меньше 0,001 *мм* алевритовых и глинистых пород белоглинской свиты и хадумского горизонта, скв. 117

Обр. 2, глуб. 740—743 *м*, алевролит; обр. 3, глуб. 745—750 *м*, алеврит; обр. 11, глуб. 765—772 *м*, алевролит; обр. 14, глуб. 772—779 *м*, глина; обр. 22, глуб. 793—799 *м*, алевролит; обр. 23, глуб. 799—805 *м*, глина; обр. 25, глуб. 805—812 *м*, мергель; обр. 26, глуб. 812—816 *м*, мергель. *а* — исходные образцы; *б* — образцы, насыщенные глицерином

точно только наличия проницаемых песчано-алевритовых пород (в поровых пространствах которых происходит их раскристаллизация), а также определенного содержания K_2O в среде осадконакопления. По нашим наблюдениям, наибольшее распространение удлиненные разновидности глинистых минералов имеют в наиболее древних породах и совершенно не встречаются в современных песчано-алевритовых осадках. Это дает основания полагать, что большое значение для образования удлиненных разновидностей гидрослюды или монтмориллонита имеет степень эпигенетического изменения песчано-алевритовых пород (Шабаева, 1959; Котельников, 1965_1).

Описанные выше отложения хадума, как и породы меотиса (Котельников, 1964), находятся в зонах, которые в процессе седиментогенеза погружались незначительно. Поэтому они не испытали существенных постседиментационных изменений. В частности, как показало изучение шлифов вторичных изменений обломочного материала, например регенерации зерен кварца и полевых шпатов, в породах хадума не наблюдается. В результате этого, несмотря на значительное содержание в составе ассоциаций глинистых минералов газоносных пород хадума разбухающего компонента, отсутствие при этом в поровых пространствах алевритов и алевролитов аутигенных разновидностей глинистых минералов и небольшое в целом содержание глинистых частиц (5%) обеспечило сравнительно рыхлое сложение и высокую проницаемость основных групп коллекторов, которая достигает 1,5 *дарси*, в среднем 0,7 *дарси* (Ханин, 1962).

Глинистые минералы в поровых пространствах пород, как известно (Moore, 1960), находятся в равновесии со средой (во флокулированном состоянии). Однако при соприкосновении с жидкостью иного состава и минерализации, особенно с пресной водой, коллекторы, содержащие разбухающий компонент, в результате дефлокуляции агрегатов и способности частиц последнего к разбуханию, становятся вследствие закупорки сообщающих поровых каналов практически непроницаемыми для газа (Девликамов, 1956).

В связи с этим, во избежание ухудшения коллекторских свойств пород, все производственные операции в скважинах, вскрывающих коллекторы с разбухающим цементом, следует проводить с применением жидкости, близкой по составу и минерализации к пластовым водам.

Состав глинистых минералов и их состояние в поровых пространствах (флокулированное или дефлокулированное) имеют очень важное значение также для оценки содержания остаточной воды. Например, наблюдается прямая зависимость между содержанием монтмориллонита и количеством остаточной воды в коллекторах (Ханин, 1963). Учитывая, что содержание остаточной воды в наиболее развитых коллекторах хадумского горизонта Северо-Ставропольского месторождения в среднем составляет 30%, изменение состояния глинистых минералов в породах может привести к неправильному определению полезной емкости порового пространства по отношению к газу (с учетом остаточной воды), достоверные сведения о чем необходимы при подсчете запасов (Ханин, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

Бабай В. С. Литологическая характеристика и сопоставление отложений хадумской свиты по некоторым разрезам Ставрополья. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 7 (15). «Мат-лы по геологии газоносных районов СССР». Гостоптехиздат, 1959.

Девликамов В. В. О проницаемости глиносодержащих пород. Сб. тр. Уфимского нефтяного ин-та, вып. 1. Башкирское книжн. изд-во, 1956.

Гроссгейм В. А., Коротков С. Т. и Котов В. С. О некоторых неверных взглядах на палеогеографию майкопа и условия формирования вод центрального и северо-западного Предкавказья. Геология нефти, № 7, 1957.

Котельников Д. Д. Глинистые минералы в пашийских отложениях юго-восточной части Татарской АССР. Тр. Всес. нефтегазового научн.-исслед. ин-та (ВНИИ), вып. XIV. «Вопросы геологии нефтяных месторождений». Гостоптехиздат, 1958.

Котельников Д. Д. О морфологической характеристике монтмориллонитовых образований осадочных пород. «Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», № 17, 1963.

Котельников Д. Д. Применение дифрактометрического метода для изучения глинистых примесей в коллекторах V и VI горизонтов Анастасиевско-Троицкого месторождения. «Научно-технический сб. текущей информации ЦНИИТЭнефтегаз», № 18, 1964.

Котельников Д. Д. Зависимость морфологии частиц гидрослюды и каолинита от литологических особенностей и степени постседиментационных изменений древних осадочных пород морского происхождения. Докл. АН СССР, т. 160, № 2, 1965_1.

Котельников Д. Д. О морфологических особенностях гидрослюд осадочных пород. «Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», № 19, вып. 1, 1965_2.

Мельникова Ю. С. и Бабай В. С. Литологические особенности и физические параметры продуктивной части хадумской свиты Пелагиадинской площади Ставрополья. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предкавказья». Приложение к № 8 ж-ла «Геология нефти». Гостоптехиздат, 1958.

Саркисян С. Г., Котельников Д. С. Состав и генезис глинистых минералов в отложениях мелового и юрского возрастов впадин Сунляо и Сычуань КНР. Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, № 11, 1962.

Ханин А. А. Коллекторы нефти и газа месторождений СССР. Гостоптехиздат, 1962.
Ханин А. А. Остаточная вода в коллекторах нефти и газа. Гостоптехиздат, 1963.
Шабаева Е. А. Минералогия нижнемеловых глинистых пород Грозненско-Дагестанской нефтеносной области. Геология нефти и газа, № 10, 1959.
Юдин Г. Т. и Судариков Ю. А. О происхождении песчано-алевритовой полосы хадумского горизонта в пределах Ставрополья. Газовая промышленность, 1960.
Moore J. E. Clay mineralogy problems in oil recovery. Part I and II. Petrol. Engr., v. 32, N 2, 3, 1960.
Weaver Ch. E. The effects and geologic significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic materials. Amer. Mineralogist, v. 43, N 9—10, 1958.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых
Москва

Дата поступления
3.X.1965

УДК 553.3/9.553.2

О НАХОДКЕ ИСКОПАЕМЫХ МИКРООРГАНИЗМОВ В НЕКОТОРЫХ КРИСТАЛЛАХ КАОЛИНИТА

С. С. ЧЕКИН

В некоторых каолинитовых глинах Черемховского каменноугольного бассейна юрского возраста обнаружены ископаемые формы, сходные с современными микроорганизмами.

Наиболее обильные и разнообразные ископаемые микроорганизмы найдены в каолинитовых глинах, образующих прослой мощностью 5—10 *см* между пластами каменного угля в основании юрской угленосной толщи. От угольных пластов эти породы отделяются прослойками углисто-глинистых сланцев. Несмотря на небольшую мощность, прослой прослеживается на многие десятки метров.

Цвет породы варьирует от светло- до темно-серого, что, видимо, обусловлено количеством примеси органического вещества. Содержание $C_{орг.}$ определенное для двух образцов, составляет 0,17 и 0,27%. В природном виде глины пластичные или рыхлосвязанные, при высыхании они становятся плотными и разбиваются на мелкие пластинки с неровным изломом субпараллельно напластованию. В глинах даже невооруженным глазом видны крупные кристаллы каолинита червеобразной формы, достигающие в длину 2—3 *мм* (фиг. 1). Они слагают большую часть породы и сцементированы тонкозернистой глинистой основной массой, в которой присутствуют также алевритовые зерна кварца и полевого шпата.

Каолинитовые глины по условиям залегания, внешнему облику и составу весьма похожи на так называемые тонштейны и каолинолиты.

Каолинолиты — это межугольные прослои каолинитовых глин, впервые выделенные под этим названием Ю. К. Горецким (1941, 1943). Они встречаются в Донбассе (Горецкий, 1941; Лескевич, Савчук, 1961), Кузбассе (Горецкий, 1943) и Караганде (Петровская, 1949).

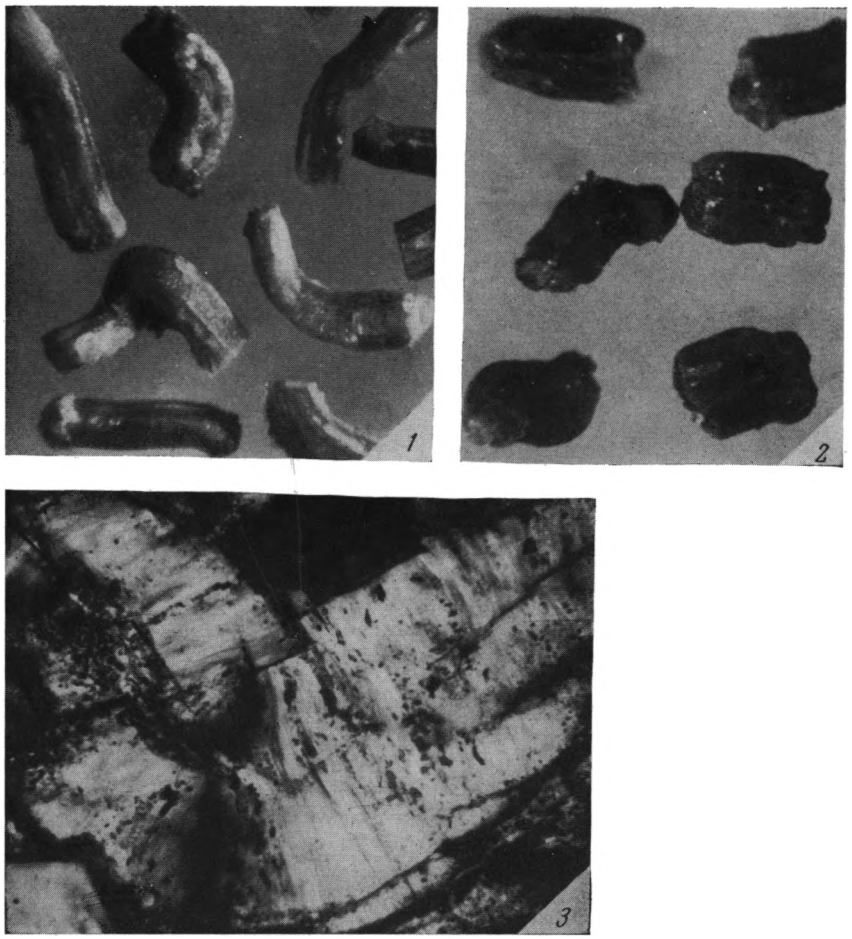
Подобные породы под названием тонштейнов описаны во многих работах (Williamson, 1961; Moore, 1964_1; Klarik, Tomšik, 1965 и др.) в каменноугольных бассейнах Западной Европы. Обширная библиография по тонштейнам разного возраста приведена Муром (Moore, 1964_1).

Такие особенности каолинолитов, или тонштейнов, как выдержанность на больших расстояниях и однородность состава, позволяют использовать их для корелляции угольных пластов.

Существует много различных гипотез относительно образования межугольных прослоев каолинитовых глин. Обычно эти гипотезы объясняют их генезис как результат: 1) химического разложения вулканических пеплов; 2) образования каолинита за счет слюдистых минералов; 3) осаждения каолинита из водных или гелевых глиноземистых растворов торфяников; 4) химического преобразования глинистых пород типа файрклея; 5) кристаллизации каолинита из гелеобразного материала в почвенных условиях.

Каолинитовые глины сложены главным образом червеобразными кристаллами каолинита размером от 0,01 до 2—3 *мм* в длину (фиг. 1), погруженными в основную глинистую массу криптозернистого строения. Толщина некоторых кристаллов в 10 с лишним раз меньше их длины. Отмечается также немного обломочных алевритовых зерен кварца, полевого шпата и биотита. Чешуйки частично гидратированного и каолинизированного бурого биотита встречаются как в основной массе, так и в некоторых червеобразных кристаллах каолинита; они ориентированы преимущественно субпараллельно горизонтальной отдельности породы.

Помимо червеобразных, отмечаются короткостолбчатые и неправильные кристаллы. Для кристаллов всегда характерна в той или иной мере извилистая форма, что сбли-



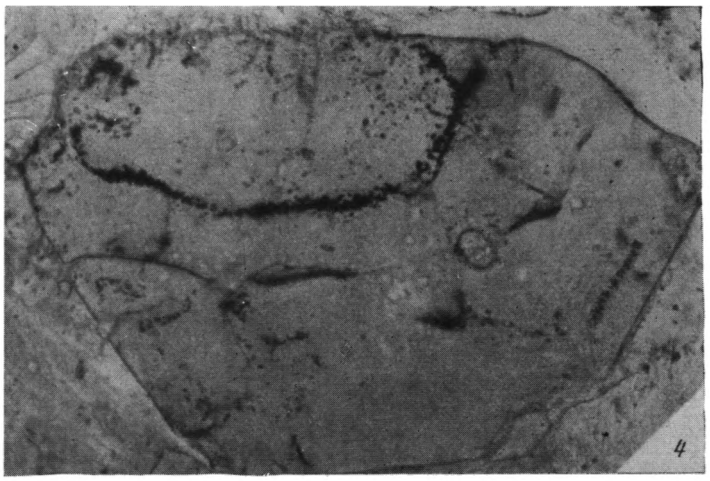
Фиг. 1. Червеобразные кристаллы каолинита, отмученные из глины

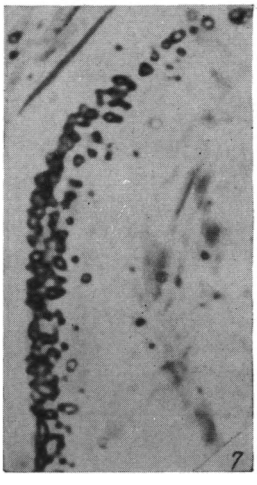
Фиг. 2. Черные червеобразные кристаллы каолинита

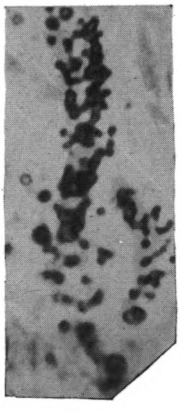
Снимок в бинокуляре, увел. 35

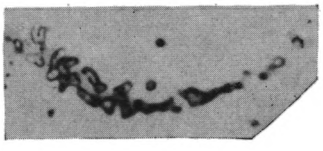
Фиг. 3. Продольный разрез червеобразного кристалла

Черное — скопления органического вещества вдоль спайности кристалла. Николи +, увел. 250









Фиг. 4. Поперечный разрез кристалла вдоль плоскости спайности

Намечается гексагональная форма кристалла. Черные точки — колонии и отдельные ячейки микроорганизмов. Без анализ., увел. 300

Фиг. 5. Взаимоотношение кристалла каолинита и кварцевого обломка

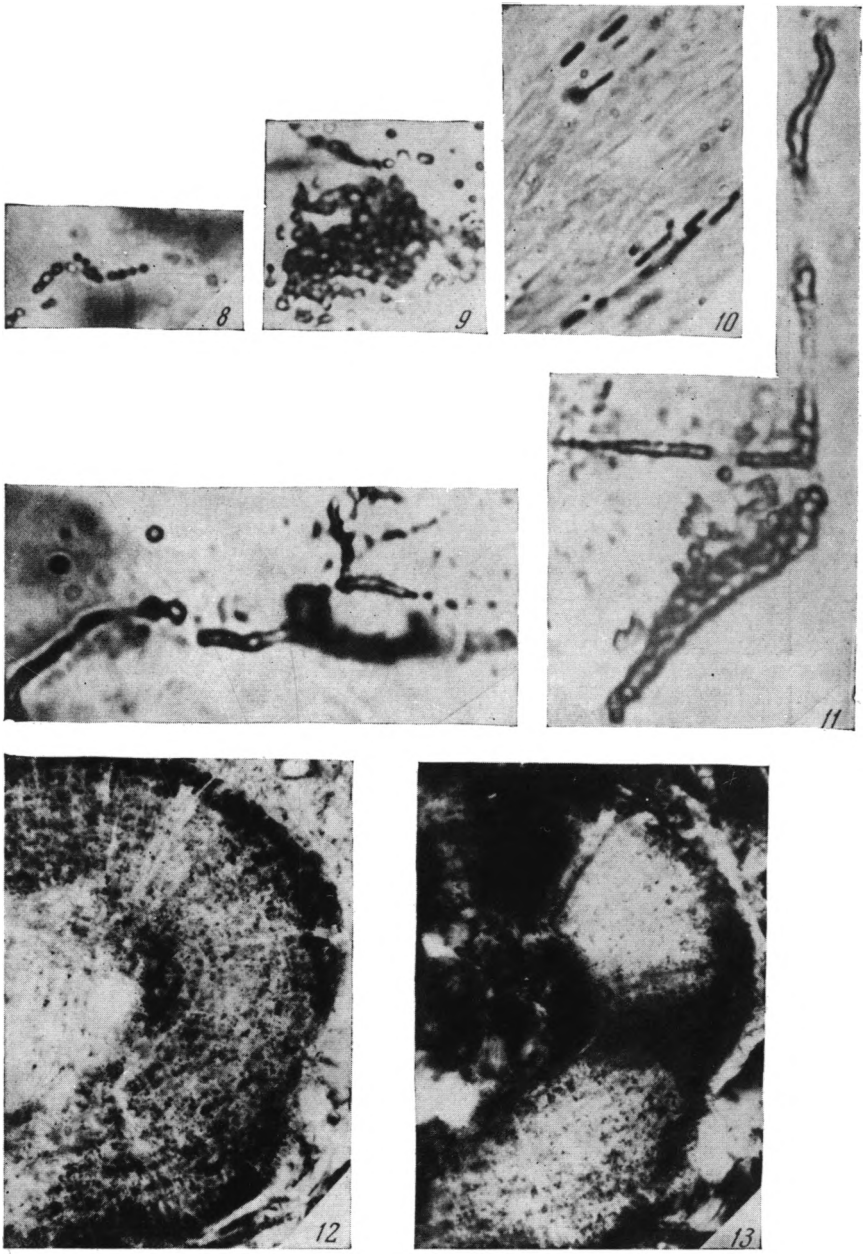
Справа — зерно кварца контролирует форму кристалла каолинита без нарушения сплошности последнего. Николи +, увел. 150

Фиг. 6. Характер распределения колоний и отдельных ячеек микроорганизмов (черные и светлые точки) на плоскости спайности кристалла

Отмечаются кокковидные и палочковидные формы. Затемненные участки кристалла — также скопления микроорганизмов, расположенные выше или ниже фиксированной плоскости. Увел. 700

Фиг. 7. Серповидные и ветвистые колонии бактериевидных ячеек

Увел. 1500



Фиг. 8. Цепочечная колония кокковидных ячеек, напоминающая стрептококки
Увел. 1500

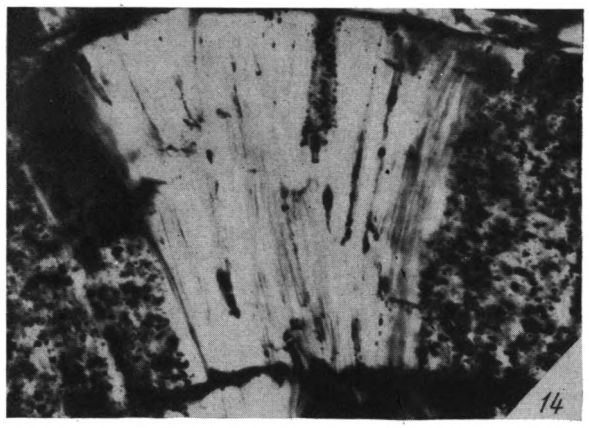
Фиг. 9. Изометрические колонии бактериевидных ячеек
Увел. 1500

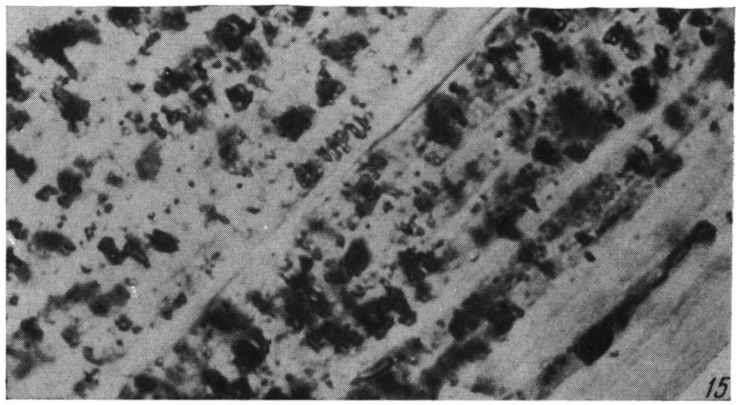
Фиг. 10. Палочковидные непрозрачные ячейки бактерий
Увел. 1500

Фиг. 11. Микроорганизмы, сходные с современными актиномицетами или грибными гифами
Отмечается ветвящийся извилистый мицелий постоянной толщины, частично деформированный. Увел. 2000

Фиг. 12. Червеобразный кристалл каолинита, переполненный включениями органического вещества, которое распределяется концентрически поперек спайности минерала
Без анализатора, увел. 150

Фиг. 13. То же, что и на фиг. 12. Николи+





Фиг. 14. Часть червеобразного кристалла каолинита

Зоны и линзы в кристалле, переполненные включениями органического вещества, чередуются с участками каолинита, почти не содержащими этих включений. Николи +, увел. 350

Фиг. 15. Часть зоны каолинитового кристалла, переполненной включениями органического вещества при большом увеличении

Включения представляют собой скопления бактериевидных удлиненных ячеек, расположенных преимущественно перпендикулярно спайности каолинита. Реже отмечаются ячейки, ориентированные вдоль спайности. Без анализатора, увел. 1000

жает их с червеобразными разновидностями кристаллов. Эти кристаллы могут взаимно срастаться и образовывать округлые агрегаты. По цвету выделяются бесцветные или светлоокрашенные и темно-серые, почти черные, кристаллы (фиг. 2). Черный цвет обусловлен значительной примесью органического вещества, распределенного преимущественно вдоль плоскости спайности.

Термический и рентгеноструктурный анализы светлоокрашенных и черных кристаллов подтвердили их каолинитовую природу. Червеобразные и другие кристаллы каолинита вытянуты вдоль оси *c* и обладают хорошо выраженной спайностью по плоскости (001) (фиг. 3). В поперечном разрезе кристаллы каолинита обычно имеют неправильную изометрическую или овальную форму с явно выраженной тенденцией к гексагональным очертаниям (фиг. 4).

Граница кристаллов с вмещающей массой резкая, иногда подчеркивается каемкой бурого органического вещества. Иногда строение каолинитового кристалла контролируется формой прилегающего зерна кварца (фиг. 5). Некоторые каолинитовые кристаллы разбиты по спайности на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. Расположение кристаллов в породе беспорядочное. Отмечается субгоризонтальная ориентированная текстура вмещающей глинистой массы, которая могла возникнуть уже при уплотнении породы.

При больших увеличениях видно, что эти включения органического вещества представлены скоплениями или колониями различных микроорганизмов (см. фиг. 5). Морфологические особенности этих организмов позволяют выделить среди них формы, близкие к современным бактериям и актиномицетам или грибам (Красильников, 1949; Федоров, 1954), широко распространенным в современных почвах.

Бактериевидные ячейки имеют округлую, овальную, удлиненную или кокковидную форму размером от 0,5 до 2 *мк* (фиг. 6—10) и встречаются отдельно (см. фиг. 10, 12) или сгруппированными в колонии разнообразного облика: серповидные, ветвистые, цепочечные (наподобие стрептококков) (см. фиг. 7—8), изометрические (наподобие стаффилококков) (см. фиг. 3) и др. Стенки ячеек тонкие и непрозрачные, а их содержимое представлено прозрачным высокопреломляющим веществом.

В результате обработки тонких спайных пластинок каолинита, включающего микроорганизмы, эритрозином и фуксином, содержимое большей части ячеек окрасилось в красный цвет, что дает основание полагать, что эти структуры представляют собой фоссилизированные бактериальные клетки. По-видимому, фоссилизация происходила очень быстро, вследствие чего в них и сохранилась часть белковых веществ (Мессинева, 1961).

Следует отметить, что фуксин в противоположность эритрозину окрасил не только бактериевидные ячейки, но и большую часть вмещающего каолинитового кристаллического вещества. Поскольку фуксин хорошо окрашивает целый ряд органических веществ, то, очевидно, последние имеются и в каолините.

Помимо бактериевидных ячеек, в кристаллах повсеместно отмечаются микроорганизмы, по своему облику напоминающие современные актиномицеты или грибы (фиг. 11). Для этих микроорганизмов характерен длинный (до 10—20 *мк*) извилистый и ветвящийся мицелий, толщиной около 1 *мк*. Стенки мицелия тонкие и непрозрачные, а его содержимое, так же как и у бактериевидных ячеек, представлено прозрачным высокопреломляющим веществом. От главного мицелия почти под прямыми углами отходят более короткие мицелии или гифы, утончающиеся к концу, на продолжении которых иногда расположено несколько округлых мелких телец, напоминающих конидии. Вероятно, некоторые колонии бактериевидных ячеек также могут представлять собой распавшиеся и деформированные мицелии или гифы актиномицетов или грибов.

Повсеместно отмечается приуроченность микроорганизмов к кристаллам каолинита и почти полное отсутствие их во вмещающей массе, за исключением отдельных плохо выраженных ячеек или колоний. Это указывает, по-видимому, скорее на консервирующее действие каолинитовых кристаллов, в которых микроорганизмы, будучи изолированными от воздействия различных агентов, не разрушились, а сохранились в ископаемом состоянии.

Заселение микроорганизмами каолинитовых кристаллов неравномерное как в пределах отдельного кристалла, так и от одного кристалла к другому. В некоторых кристаллах они могут совсем отсутствовать, в других они переполняют каолинитовое кристаллическое вещество (фиг. 12). В пределах отдельных кристаллов встречаются линзовидные участки и зоны каолинита, изобилующие многочисленными включениями черного органического вещества (фиг. 14), которые, как видно при больших увеличениях (фиг. 15), представлены скоплениями удлиненных бактериевидных ячеек, собранных иногда в цепочки. Примечательной особенностью этих ячеек является то, что они расположены или ориентированы своей длинной осью перпендикулярно плоскости спайности каолинита. Меньшая часть ячеек ориентирована вдоль спайности. Ориентировка бактериевидных ячеек перпендикулярно спайности настолько характерна, что она видна даже при небольших увеличениях, когда различимы только более крупные скопления ячеек (см. фиг. 13). Эти факты, по-видимому, свидетельствуют о преимущественно вторичном образовании каолинитовых кристаллов по отношению к микробиологическому населению, хотя, возможно, в некоторых случаях имеет место проникновение микроорганизмов в уже сформированные кристаллы каолинита и реликтовые обломки био-

тита. Например, помимо описанного случая распределения микроорганизмов, отмечается несомненная приуроченность их к плоскостям спайности каолинита (см. фиг. 3). Вследствие этого наиболее обильные колонии разнообразных микроорганизмов отмечаются на поперечных разрезах кристаллов (см. фиг. 4, 6). Линзовидные включения скоплений микроорганизмов и отдельные бактериевидные ячейки, расположенные вдоль спайности (001), отмечаются также в некоторых биотитовых, частично каолинизированных чешуйках, встречающихся как в основной глинистой массе, так и в каолинитовых кристаллах. Вместе с тем в некоторых каолинитовых кристаллах в таких линзовидных скоплениях микроорганизмы имеют удлиненную форму (фиг. 15) и ориентированы также перпендикулярно спайности.

Кроме описанных микророганизмов, во вмещающей массе присутствуют непрозрачные, довольно крупные (0,01 *мм*) округлые включения органического вещества, представляющие собой, по-видимому, споры растений. Нигде в изученных образцах не было обнаружено явно выраженных остатков растительной ткани, подобных тем, какие присутствуют в некоторых каменноугольных каолинитовых глинах, описанных Муром (Moore, 1964_1). Этот автор также отмечает присутствие включений органического вещества в каолинитовых кристаллах, где оно распределяется вдоль плоскости спайности или концентрически и представлено различными микроорганизмами и обрывками растительной ткани. Однако в глинах, изученных Муром, микроорганизмы присутствуют повсеместно в породе, как в кристаллах каолинита, так и в основной массе. Обнаруженные этим автором различные цепочковидные мицелии, удлиненные и кокковидные ячейки и гифоподобные образования, выделяемые под названием «Phellomyces», имеют большое сходство с низшими грибами и развиваются в основном по остаткам растительной ткани и, кроме того, включены в каолинитовые кристаллы. Из других микроорганизмов Мур также отмечает бактериевидные ячейки и образования, похожие на современные актиномицеты.

Тесная связь каолинитовой глины с угольными пластами заставляет предполагать, что первоначально она представляла собой осадок, выпавший в озерно-болотных условиях и обогащенный растительными остатками. Кристаллы каолинита, по крайней мере большей частью, представляют собой, по-видимому, аутигенные образования, возникшие на месте своего залегания. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1) по размеру каолинитовые кристаллы во много раз превосходят обломочные зерна кварца и других минералов;

2) червеобразная форма многих кристаллов, иногда весьма прихотливая, по-видимому, не могла сохраниться при их транспортировке.

Хотя стадийное замещение слюд каолинитом установлено и обычно наблюдается в каолиновых корах выветривания (Петров, 1948), описываемые червеобразные кристаллы не могут представлять собой псевдоморфозы по обломкам слюд по следующим признакам. В изученных глинах присутствуют обломочные чешуйки биотита изометрической формы или уплощенные по спайности (001). При стадийном превращении слюды в каолинит происходит лишь незначительное увеличение в объеме изменяющейся чешуйки. Следовательно, если бы каолинизировались обломки биотита, то образующиеся в виде псевдоморфоз кристаллы каолинита имели бы длину по оси *c* почти равную их толщине, а не превосходящую ее во много раз, как это наблюдается.

Расположение некоторых удлиненных бактериевидных ячеек или цепочек таких ячеек перпендикулярно плоскости спайности каолинитовых кристаллов, очевидно, указывает на то, что первоначально каолинитовое вещество в каждом отдельном случае не представляло собой единого кристалла. Такой кристалл (законсервировавший большое количество микроорганизмов), по-видимому, мог выкристаллизоваться из коллоида или геля, по составу близкого к каолиниту. Известно, что смешанные органо-глинистые коллоидные комплексы, содержащие микроорганизм, представляют собой обычный компонент почв.

Обилие микроорганизмов, отмечаемых в каолинитах, морфологически сходных с современными видами, свидетельствует, по мнению Мура (Moore, 1964_2), об интенсивном аэробном микробиологическом разложении органического вещества в условиях, близких к почвенным.

Можно полагать, что разложение микроорганизмами растительных остатков приводило к образованию гуминовых и других органических кислот, которые усиливали растворение минеральной части осадков. Физико-химические условия образования каолинита лежат в пределах значений pH от кислых до нейтральных. Наилучшие условия для жизнедеятельности бактерий лежат в пределах pH от 5,5 до 7,5, а для актиномицетов от 6,8 до 7,5. Следовательно, среда жизнедеятельности микроорганизмов благоприятствовала образованию каолинита.

Хотя присутствие микроорганизмов в изученных кристаллах каолинита несомненно, их отношение к генезису последних не совсем ясно. Возможно, что в результате микробиологической деятельности различные элементы, чуждые каолиниту, могли переводиться в растворимое состояние, что приводило к своеобразному очищению вещества, которое впоследствии выкристаллизовывалось в каолинит.

Причины, обусловливающие размер и своеобразную форму каолинитовых кристаллов, также неопределенны. Вероятно, в некоторых случаях роль начальных центров кристаллизации могли выполнять обломочные чешуйки глинистых и слюдистых минералов,— например, биотита, спайные пластинки которого отмечаются внутри отдельных

червеобразных кристаллов каолинита. Приспособление коллоидных частиц каолинита к спайной поверхности крупных частиц биотита могло происходить особенно легко, в результате чего могли образовываться червеобразные кристаллы толщиной, равной размерам биотитового обломка и теоретически бесконечной длины. Таков один из возможных путей возникновения и развития каолинитовых кристаллов.

Описанная находка микроорганизмов не является уникальной, и следы микробиологической деятельности, возможно, сохранились во многих каолинитовых породах, залегающих в виде межугольных прослоев в различных каменноугольных бассейнах СССР, о которых говорилось выше. Очевидно, необходимо детальное исследование таких пород, что, по-видимому, даст необходимую информацию для решения вопроса о генезисе каолинита и доли участия в нем микроорганизмов.

Автор настоящей статьи выражает благодарность Заведующему отделом геологической микробиологии Института микробиологии АН СССР С. И. Кузнецову за ценную консультацию, оказанную при подготовке работы к печати.

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Ю. К. Каолинолиты из угольных пластов Донбасса. Огнеупоры, № 3, 1941.

Горецкий Ю. К. Каолинолиты Кузнецкого бассейна. Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, № 5, 1943.

Красильников Н. А. Определитель бактерий и актиномицетов. Изд. АН СССР, 1949.

Лескевич И. Е., Савчук С. В. Каолинит в нижнекарбоновых углях Западного Донбасса, Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.

Мессинева М. А. Геологическая деятельность бактерий и ее влияние на геохимические процессы в сб. «Геологическая деятельность микроорганизмов», Тр. Ин-та микробиологии АН СССР, вып. IX, 1961.

Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, № 95, 1948.

Петровская А. Н. К минералогии высокоогнеупорных каолинолитов из некоторых угленосных отложений. Тр. ВИМС, вып. 2 (Нов. сер.), 1949.

Федоров М. В. Почвенная микробиология. Изд. «Наука», 1954.

Klarik J., Tomšik J. Zur Frage der Enstehung der Tonsteine im Ostrau-Karwiner Revier. Berghau Arch., v. 25, N 5, 1964.

Moore L. R. The microbiology, mineralogy and genesis of a tonstein. Proc. Yorkshire Geol. Soc. v. 34, p. 3, 1964_1.

Moore L. R. The in situ formation and development of some kaolinite macrocrystals. Clay Minerals bull., v. 5, N 31, 1964_2.

Williamson I. A. Tonsteins: a possible additional aid to coalfield correlation. Mining mag. 104, N 1, pp. 9—14, 1961.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР
Москва

Дата поступления
3.X.1965

УДК 553.633

К ВОПРОСУ О ПОВЕДЕНИИ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ

А. И. МУН, Ю. Э. ВИЛЬЦИНГ, Т. Х. ДОВЛИЧИН

В связи с разработкой научных основ поисков и оценки месторождений осадочных полезных ископаемых большой интерес представляет познание закономерностей поведения редких и рассеянных элементов в процессе осадконакопления. В частности, для палеогеографических реконструкций по геохимическим показателям многое может дать изучение влияния гидрохимических условий седиментации и характера осадков на распределение в современных бассейнах различных химических элементов. С этих позиций редкие щелочные элементы почти не изучались. И вообще сведения о распространении их в различных типах отложений весьма ограниченны. В основном изучались морские осадки (Welby, 1958, Taylor, 1960; Хорстман, 1959), осадки же водоемов суши с интересующей нас стороны совсем не охарактеризованы. В литературе имеются некоторые цифры по пресноводным глинам, и то лишь для лития и рубидия (Кейт и Дегенс, 1961; Strock, 1936; Хорстман, 1959).

Таким образом, до сих пор нет ясности в вопросе о распределении редких щелочных элементов в современных осадках в зависимости от фациальных условий их образования. В древних осадках Дегенс и Кейт (Degens, Williams, Keith, 1957; Кейт и

Дегенс, 1961) наблюдали преимущественное накопление рубидия и лития в сланцах и глинах морского происхождения. На основании этого содержание лития и рубидия в осадочных породах предлагается использовать в качестве генетического признака осадочных толщ.

Для редких щелочных элементов до сих пор не совсем ясна роль биогенного фактора в их концентрации в осадочных образованиях. Судя по отдельным анализам Дегенса и др. (Degens, Williams, Keith, 1957), рубидий не концентрируется в органических фракциях пресноводных, соленоводных и морских глинистых сланцев. В то же время из данных Д. Н. Иванова (1956), А. П. Виноградова (1957) и Р. Х. Айдиняна (1959), следует, что рубидий, а также цезий в черноземах присутствует в бо́льших количествах, чем в других почвах.

Таблица 1

Содержание редких щелочных элементов в илах озер Казахстана (%)

Озеро	Количество проб	$Li \cdot 10^{-3}$	$Rb \cdot 10^{-3}$	$Cs \cdot 10^{-4}$	Фракция <0,01 *мм*
Пресноводные озера					
Кургальджин	10	1,4—3,0	6,5—8,3	2,9—4,8	29,1—56,7
Уялы	4	1,5—1,9	5,8—10	4,5—10	29,1—46,4
Сасыкколь	4	1,5—2,5	7,1—11	4,5—8,2	30,2—50,1
Жукей	3	1,4—1,7	6,5—10	6,0—12	—
Балхаш (зап. часть)	4	1,5—1,7	5,4—6,5	3,1—4,8	—
Среднее	25	1,8	7,6	5,2	
Соленые озера					
Селетытениз	3	3,2—3,5	6,5—8,6	4,5—7,1	26,2—28,2
Большой Тенгиз	3	3,0—4,0	6,8—9,3	4,5—7,1	32,2—51,5
Малый Тенгиз	4	2,2—3,1	5,5—6,9	3,9—7,2	32,7—40,2
Жалаулы	3	2,1—3,0	6,2—9,3	3,4—5,5	27,1—31,7
Калибек	3	2,2—3,2	5,7—7,1	3,9—4,2	20,2—33,9
Кулундинское	4	2,0—2,9	6,4—7,2	3,3—4,0	—
Среднее	20	3,0	7,0	4,9	

В нашей статье рассматривается вопрос влияния солености бассейна седиментации и биогенных процессов на обогащение донных отложений редкими щелочными элементами.

Для характеристики пресноводных осадков были проанализированы образцы, взятые из пяти крупных озер Центрального и Юго-Восточного Казахстана с общей минерализацией ~3,5—26% [1].

Как это следует из табл. 1, изученные илы содержат в среднем $1,8 \cdot 10^{-3}$% Li; $7,6 \cdot 10^{-3}$% Cs; $5,2 \cdot 10^{-4}$% Rb.

Для сравнения отметим, что в современных пресноводных глинах содержится (%): Rb $8 \cdot 10^{-3}$; Li $3,4 \cdot 10^{-3}$ и $1,2 \cdot 10^{-3}$ (Хорстман, 1959; Strock, 1936). Для осадков дельты р. Миссисипи Уэлби (Welby, 1958) и Тейлер (Tailor, 1960) приводят следующие цифры: $4,5 \cdot 10^{-2}$% Rb и $2,8 \cdot 10^{-4}$% Cs (среднее из 14 анализов).

Цифры, полученные Кейтом и Дегенсом (1961) по литию в пресноводных и морских глинах, оказались сильно завышенными и поэтому мы их не приводим.

Причиной указанных различий может быть неодинаковый механический и минеральный состав осадков, изученных разными авторами. Как известно, в каолинитах щелочных элементов больше, чем в монтмориллонитах (Бойко, 1964). В мелких фракциях осадка Li, Rb, Cs обнаруживается в относительно бо́льших количествах, чем в крупных. Если же взять близкие по литологическому составу осадки, то они вряд ли покажут большие колебания в содержаниях этих элементов.

Из табл. 1 видно, что содержание лития в илах соляных озер равно $(2,0—4,0) \cdot 10^{-3}$%, т. е. несколько превышает содержание этого же элемента в осадках пресноводных водоемов ($1,4 \cdot 10^{-4}$—$3,0 \cdot 10^{-4}$%).

В отличие от лития, рубидий поступает в донные отложения озер вне зависимости от их общей минерализации: действительно, средние величины содержаний рубидия в пресноводных соленоводных осадках соответственно равны $7,6 \cdot 10^{-3}$ и $7,0 \cdot 10^{-3}$%.

[1] Определения лития, рубидия и цезия производились методом добавок на пламенном фотометре, собранном на основе стеклянного спектрографа ИСП-51 и фотоэлектрической приставки ФЭП-1 (Лебедев и Вайнштейн, 1961).

Цезий распределяется в озерных илах подобно рубидию и калию. Илы соляных озер обогащаются им в такой же степени, как и пресноводные илы. В них определено $2{,}9 \cdot 10^{-4}$—$1{,}2 \cdot 10^{-3}$%, что в среднем составляет $5 \cdot 10^{-4}$% Cs.

Итак, гидрохимические особенности бассейнов седиментации не влияют на содержание в их осадках рубидия и цезия. С аналогичным фактом мы сталкивались при изучении содержаний Co, Ni, Cu, Zn в озерных илах (Мун, Идрисова, Бектуров, 1965).

Таблица 2

Содержание Li, Rb и Cs в осадках морей и океанов (%)

Тип осадка	Li	Rb	Cs	Автор
Глубоководные океанические глины	$8{,}5 \cdot 10^{-3}$	—	—	Strock, 1936
	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$	$1{,}1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	Хорстман, 1959
Морские мелководные осадки	$6 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$7{,}6 \cdot 10^{-4}$	Welby, 1958
	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-4}$	Taylor, 1960
	$6{,}1 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7{,}3 \cdot 10^{-4}$	Хорстман, 1959
	$8{,}9 \cdot 10^{-3}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$	$1{,}0 \cdot 10^{-3}$	Hirst, 1962
Морские глинистые сланцы	$4{,}6 \cdot 10^{-3}$	—	—	Strock, 1936
	$7{,}2 \cdot 10^{-3}$	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Хорстман, 1959

Таблица 3

Содержание Li, Rb, Cs и $C_{орг}$ в илах озера Кургальджин (10^{-3} %)

Элемент	Номер проб								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$C_{орг}$	0,35	0,54	0,37	1,2	1,3	1,9	2,0	3,2	3,2
Li	1,4	2,2	2,6	3,0	2,3	2,4	3,0	2,7	2,5
Rb	7,3	8,0	6,5	7,5	7,6	8,2	6,3	7,2	8,3
Cs	0,36	0,33	0,3	0,29	0,42	0,35	0,31	0,42	0,28

Таблица 4

Содержание Li, Rb и Cs в сапропелях озер Центрального Казахстана (10^{-3} %)

Озеро	Li		Rb		Cs		Зола
	на сухое вещество	на золу	на сухое вещество	на золу	на сухое вещество	на золу	
Большое Чебачье	1,9—1,4	4,9—3,5	4,5—3,9	11—9,5	0,51—0,42	1,3—1,0	38,7—39,5
Малое Чебачье	1,6—2,9	6,2—10	8,4—7,2	32—25	0,82—0,90	3,2—3,1	25,9—28,8
Боровое	2,1—2,6	4,0—5,4	5,0—4,7	9,5—10	0,33—0,45	0,63—0,94	52,1—47,9
Щучье	2,8—1,6	6,2—4,0	11—3,7	24—9,1	1,1—0,45	2,4—1,1	45,2—40,4
Карасье	2,1	3,7	4,5	8,0	0,82	1,4	56,3
Котыркуль	2,2	4,4	6,7	13	0,58	1,5	50,3
Жукей	2,2—2,5	6,4—6,7	6,7—5,1	20—14	0,40—0,38	1,2—1,0	39,9—37,2
Среднее	2,1	5,4	5,9	15	0,61	1,5	

Поэтому присутствие этих элементов в осадочных отложениях не является свидетельством солености древних водоемов.

Очень интересно сравнительное изучение поведения рассеянных элементов в процессе осадконакопления в континентальных и морских бассейнах.

Глубоководные океанические глины и мелководные морские осадки заметно обогащены редкими щелочными металлами сравнительно с осадками материковых водоемов (табл. 2).

Так, в первых лития в среднем $(5{,}7—8{,}9) \cdot 10^{-3}$% и рубидия $(0{,}15—1{,}6) \cdot 10^{-2}$%. В озерных илах и пресноводных глинах, по нашим и литературным данным (Strock,

1936; Хорстман, 1959; Welby, 1958), колебание содержаний лития приблизительно оценивается в (1,2—4,0) · 10^{-3}%, а рубидия — (4,5—8,0) · 10^{-3}%.

Современные морские осадки богаче континентальных также и цезием, но в несколько меньшей степени, чем литием и рубидием. К такому заключению нас приводит сопоставление результатов наших определений с данными Хорстмана (1959), Уэлби (Welby, 1958) и Хирста (Hirst, 1962).

Таблица 5

Вертикальное распределение Li, Rb и Cs в осадках озер Центрального Казахстана

Озеро	Глубина, *см*	Содержание (10^{-3} %)		
		Li	Rb	Cs
Пресноводные озера				
Кургальджин	0—10	3,0	8,2	0,50
	10—20	3,1	8,3	0,41
	30—40	3,0	9,5	0,48
	40—50	3,4	8,5	0,49
Боровое	0—50	2,6	4,7	0,45
	50—100	2,3	6,4	0,74
	100—150	2,3	4,1	0,65
	150—200	3,0	4,4	0,66
	200—250	3,0	5,2	0,63
Соленые озера				
Селетытениз	0—15	3,2	8,6	0,48
	15—30	2,8	8,0	0,59
	30—45	2,5	8,1	0,44
	45—60	—	9,3	0,50
	60—75	1,5	7,0	0,40
	85—100	2,1	8,1	0,56
Б. Тенгиз	0—15	4,0	7,7	0,45
	15—30	4,7	8,3	0,58
	30—45	4,8	8,8	0,41
	45—60	4,9	7,2	0,41
	60—80	3,1	5,9	0,53
	80—100	3,3	6,9	0,50
	100—110	4,3	5,7	0,33
Жалаулы	0—15	—	6,7	0,55
	20—35	3,4	6,1	0,36
	40—55	4,0	6,3	0,58
	60—75	3,9	5,3	0,61
	80—95	4,1	7,0	—

Из сводки Турекьяна и Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961) видно, что содержание Li, Rb, Cs в современных и древних глинистых осадках почти одинаково. Это значит, что особенности, выявленные для осадков, образующихся в современных морских и континентальных бассейнах, характерны и для древних бассейнов.

В этом нетрудно убедиться, если обратиться к работам Кейта и Дегенса (1961), в которых показано различное содержание Li и Rb в морских и пресноводных сланцах.

Выше мы говорили о том, что концентрации Rb и Cs в водах не влияют на их переход в озерные осадки. Поэтому различное содержание редких щелочных элементов в морских и озерных илах следует отнести за счет различного гранулометрического состава донных отложений морей и озер. Глубоководные осадки, как известно, отличаются от озерных илов более высокой степенью дисперсности, а щелочные элементы в зоне гипергенеза приурочены в основном к глинистым образованиям. При этом литий вследствие его способности входить в кристаллическую решетку, а рубидий и цезий в основном сорбционным путем связываются с глинистыми минералами уже в непосредственной близости от районов выветривания (Хорстман, 1959).

Наряду с этим морские осадки, обладая очень большой емкостью поглощения, очевидно, обогащаются щелочными элементами, в особенности рубидием и цезием, извлекая их из воды. Хорошо известно отсутствие накопления цезия и рубидия в солеродных бассейнах, в том числе и в море. Бедность морской воды ионами Cs^+ и Rb^+ В. М. Гольдшмидт (1938) объяснял тем, что главная их масса адсорбируется глинистыми частицами и уходит в осадки. Экспериментальные исследования А. Д. Акамсина (1960) показали, что из водносолевых растворов илом поглощается до 80—90% ионов цезия. По данным А. А. Титляновой (1962) различные почвы сорбируют 96—98% Cs и 86—93% Rb.

В морях не только адсорбционные, но и биогенные процессы протекают не так, как в озерах. Однако это можно не принимать во внимание, поскольку содержание Li, Rb и Cs в растениях и животных не зависит от среды их обитания (Бойко, 1964). Иначе говоря, поведение редких щелочных элементов в седиментационных процессах не контролируется органическим веществом.

Например, в образцах из пресноводного озера Кургальджин (Казахское нагорье) с различными количествами $C_{орг}$ невозможно обнаружить какую-либо зависимость между содержаниями Li, Rb и Cs, с одной стороны, и углерода — с другой (табл. 3).

Отсутствие влияния организмов на распределение редких щелочных элементов отмечено также в осадках дельты р. Миссисипи (Welby, 1958) и в Британских угленосных породах (Nicholis, Loring 1962). Нами были исследованы органогенные осадки некоторых озер. Результаты их исследования приведены в табл. 4, из которой видно, что в сапропелях района Боровое содержатся почти такие же количества металлов, как и в минеральных осадках (см. табл. 1 и 4). Еще в 1914 г. В. И. Вернадский (1954) писал, что «часть рубидия уходит в организмы, но количество такого рубидия очень невелико и едва ли можно его принимать во внимание в общей схеме истории рубидия» (стр. 460).

Рассмотрим подробнее вопрос о связи щелочных элементов с органическим веществом донных отложений. Если вывести разницу между содержаниями Li, Rb и Cs в золе сапропелей и пресноводных илах, получаем в среднем такие цифры: 3,6 · 10^{-3} Li.

$7{,}4 \cdot 10^{-3}$ Rb и $9{,}8 \cdot 10^{-4}$% Cs. По Т. Ф. Бойко (1964), наземные растения и организмы пресных вод в расчете на золу содержат $3 \cdot 10^{-4}$—$1 \cdot 10^{-3}$% Li, (2—3) $\cdot 10^{-2}$% Rb и $n \cdot 10^{-4}$% Cs. Для золы наземных и пресноводных растений Б. И. Бодункова (1939) и Т. Ф. Боровик-Романова (1946) дают другие цифры: $5 \cdot 10^{-3}$ — $2 \cdot 10^{-2}$% Li, (0,1—8,0) $\cdot 10^{-2}$% Rb.

Из работы А. А. Титляновой (1962) видно, что сорбция Cs и Rb почвами не зависит от содержания в них гумуса. Даже прокаленная почва поглощает из водных растворов до 98% Cs и 89% Rb. По-видимому, количества Rb и Cs, приходящиеся на долю органической массы сапропелей, можно отнести за счет исходного органического материала. Поэтому, сравнивая содержание Li, Rb и Cs в золах органического вещества сапропелей и организмов, можно предположить возможность некоторого удержания редких щелочных элементов органическим веществом сапропелей. В пользу этого свидетельствует, например, факт заметного уменьшения десорбции Cs и Rb из почв с повышением количества гумуса. Примечательно при этом то обстоятельство, что цезий десорбируется меньше рубидия (Титлянова, 1962). По нашим данным, калий переходит из сапропелей и пресноводных илов в водную вытяжку почти в равных количествах, а лития вымывается горячей водой из сапропелей вдвое больше в сравнении с пресноводным илом (Мун и Вильцинг, 1965). Таким образом, как будто, прочность связи катионов с органическим веществом возрастает в ряду от Li к Cs. Начатые нами экспериментальные исследования должны уточнить это.

В горных породах калий связан прочнее натрия, на что указывалось неоднократно (Хитаров, 1953; Яншина, 1960). В озерных пресноводных илах на долю водорастворимого лития приходится в среднем 10% общего его количества (Мун, Вильцинг, 1965), в то время как калия переходит в раствор всего 1,1—4,2%, в среднем не более 2%. Цезий и рубидий должны быть связаны с глинами еще прочнее, так как, чем меньше энергии гидратации у ионов, тем прочнее они связаны с твердой фазой (Лебедев, 1957).

Уэлби (Welby, 1958), собрав большой фактической материал по вертикальному распределению щелочных элементов в осадках Мексиканского залива, установил, что содержания Li, K, Rb и Cs с глубиной практически не изменяются.

Для выяснения зависимости содержаний Li, Rb и Cs, от глубины и степени литификации илов нами были изучены сапропельные и иловые отложения в пресных и соляных озерах Казахстана. Часть результатов приведена в табл. 5, из которой следует, что в озерных осадках Li, Rb и Cs по вертикали ведут себя так же, как и в морских отложениях. Таким образом, в процессе диагенеза осадков количество щелочных элементов, как и содержание тяжелых металлов (Мун и др., 1965), по сравнению с исходным остается без заметных изменений. Очевидно, вследствие этого современные и древние осадки содержат близкие количества редких щелочных металлов (Turekian, Wedepohl, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

Акамсин А. Д. Сорбция цезия некоторыми грунтами из водных растворов с различными концентрациями Na, K, Mg и Ca. Тр. Севаст. биол. станции АН СССР, вып. 13, 1960.

Айдинян Р. Х. Распределение редких щелочей в коллоидах почв и участие растительности в этом процессе. Геохимия, № 4, 1959.

Бодункова Б. И. К вопросу о распространении лития в растениях. Тр. биогеохим. лаб. АН СССР, т. 5, 1939.

Бойко Т. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза. Сб. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». Изд-во «Наука», 1964.

Боровик-Романова Т. Ф. Рубидий в биосфере. Тр. биогеохим. лаб. АН СССР, т. 8, 1946.

Вернадский В. И. Заметки о распространении химических элементов. История рубидия в земной коре. Избр. соч., т. I. Изд. АН СССР, 1954.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.

Гольдшмидт В. М. К геохимии щелочных элементов. Сб. статей по геохимии редких элементов. ОНТИ, 1938.

Иванов Д. Н. Распространение Li, Rb и Cs в продуктах современного выветривания. Сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.

Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. «Геохимические исследования». Изд. иностр. лит., 1961.

Лебедев В. И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза. Геохимия, № 6, 1957.

Лебедев В. И., Вайнштейн Э. Е. О повышении чувствительности определения элементов в пламени. Ж. аналитич. хим., т. 16, вып. 2, 1961.

Мун А. И., Вильцинг Ю. Э. О распределении лития в озерных иловых отложениях. Изв. АН КазССР, сер. хим. наук, № 2, 1965.

Мун А. И., Идрисова Р. А., Бектуров А. Б. К геохимии кобальта, никеля, меди и цинка в водах и донных отложениях континентальных водоемов. Изв. АН КазССР, сер. хим., вып. 3, 1964.

Титлянова А. А. О поведении цезия и рубидия в почвах. Почвоведение, № 3, 1962.
Хитаров Н. И. О некоторых гидротермальных экспериментах. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, 1953.
Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. Сб. «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит., 1959.
Яншина М. С. Калий в подземных водах Московского артезианского бассейна. Геохимия, № 1, 1960.
Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part I. Geochemical criteria for differentiating marine from freshwater shales. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., v. 41, N 11, 1957.
Hirst D. M. The geochemistry of modern sediments from the gulf of Paria. II. The location and distribution of trace elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 26, p. 1147, 1962.
Nicholis G. D., Loring D. H. The geochemistry of some British carboniferous sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 26, p. 181, 1962.
Strock L. W. Zur Geochemie des Lithiums. Nachr. Gesel. der Wissen. zu Gottingen. Mat.-Phys. kl. f. IV. Neue Folge, B. VI, N 15, 1936.
Taylor S. R. Occurrence of alkali metals in some gulf of Mexico sediments: Amended Rubidium values and rations. J. Sedim. Petrology, v. 30, N 2, 1960.
Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some majior units of the earths crust. The Geol. Soc. Bull., v. 72, N 2, 1961.
Welby C. W. Occurence of alkali metals in some gulf of Mexico sediments. J. Sedim. Petr., v. 28, N 4, 1958.

Институт химических наук АН Казахской ССР
Алма-Ата

Дата поступления
22.X.1965

УДК 553.9(477.6)

МОРФОЛОГИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ СИНГЕНЕТИЧНОГО ПИРИТА В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Л. Я. КИЗИЛЬШТЕЙН

При петрографическом изучении угольных пластов в некоторых районах восточной части Донецкого бассейна было отмечено большое разнообразие форм выделений пирита сингенетичного торфонакоплению.

Поскольку специальных работ, посвященных исследованию морфологии пирита в углях Донбасса, нет, мы считаем целесообразным описать встреченные формы, а также изложить соображения по поводу их генезиса.

Микроскопически пирит изучался в отраженном свете в полированных аншлифах и аншлифах-брикетах. Наиболее распространенные его формы представлены на микрофотографиях (см. фототаблицу); их характеристика, кроме того, дополняется следующим кратким описанием.

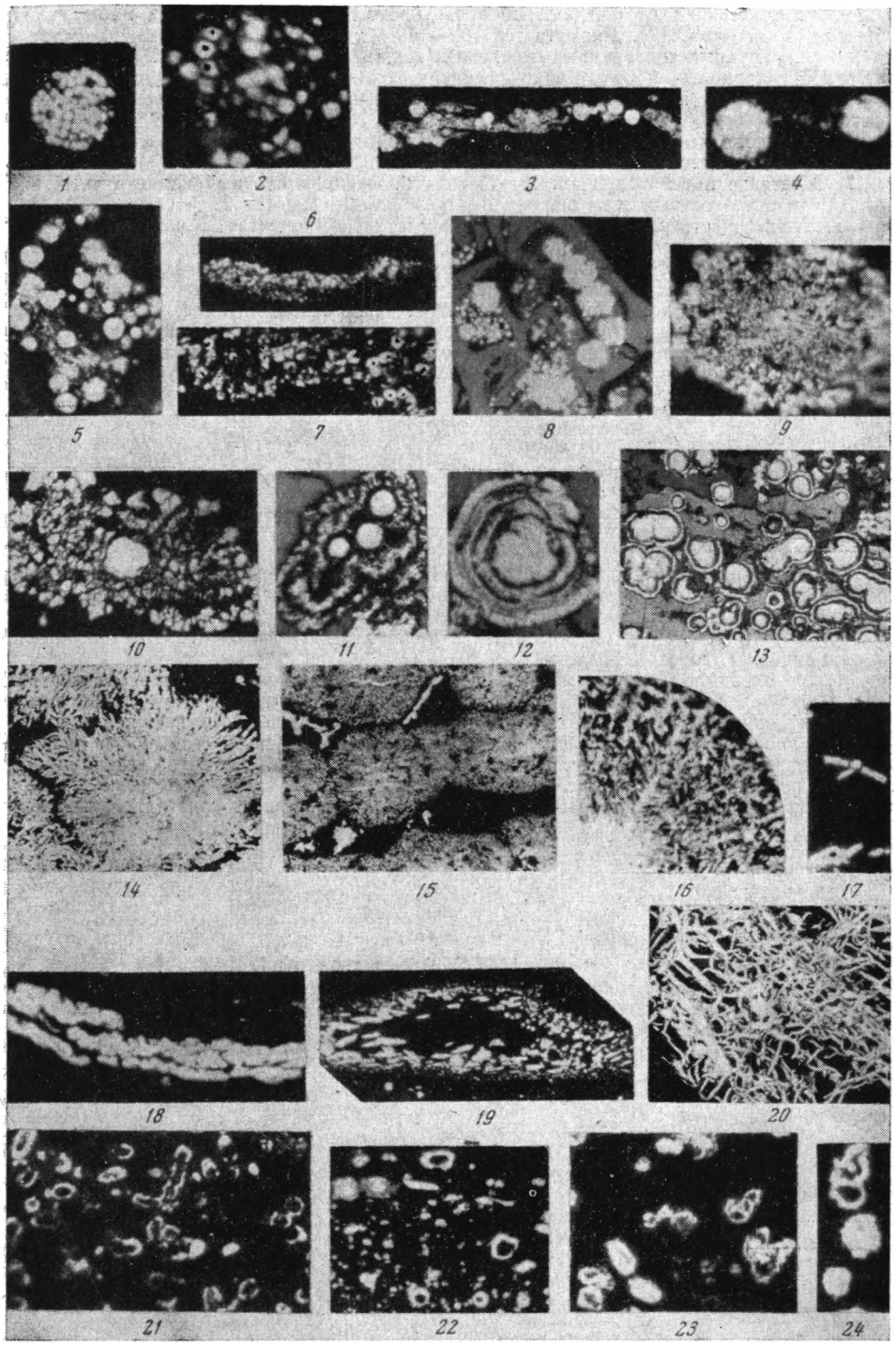
1. Шаровидные образования, состоящие из отдельных, более или менее плотно расположенных зерен (фото 1) или значительно реже, из сферических тел (фото 2). Диаметр шаров от 2—3 до 20 *мк*; поперечные размеры составляющих их зерен около 1,5—0,5 *мк*. Встречаются изолированно, но чаще образуют скопления. Некоторые формы на срезе, перпендикулярном к наслоению, располагаются обычно в один ряд (фото 3) или образуют пары, соединенные тонкими перемычками (фото 4). На плоскости, параллельной наслоению, скопления имеют неправильную форму (фото 5).

Описанные образования часто располагаются в дисперсной массе мельчайших (не более 1,5 *мк*) зерен пирита, среди которых изредка встречаются такие же мелкие сферические тела (фото 6, 7).

Шаровидные формы и окружающая их тонкозернистая пиритовая масса распространены очень широко и обычно приурочены к слойкам основной массы, а также клеточным полостям фюзенизированных (фото 8) и гелифицированных тканей.

2. Гроздьевидные образования, иногда с плотным ядром в центральной части. Форма их близка к овальной, размеры от 30 до 200 *мк*, поперечник ядра 15—20 *мк*. Они встречаются чаще всего изолированно друг от друга и только в основной массе (фото 9, 10).

3. Шаровидные образования диаметром 10—75 *мк*, окруженные концентрической оболочкой. Иногда несколько образований расположены рядом и имеют одну общую оболочку; последняя часто многослойна. Толщина оболочки от 2 до 7 *мк*. Находятся в однородной и аттритовой основной массе (фото 11, 12, 13).



Фиг. 1. Морфология выделений пирита в углях. Увеличения:
1 — 1300; *2* — 1600; *3* — 250; *4* — 800; *5* — 300; *6* — 300; *7* — 1000; *8* — 300; *9* — 100; *10* — 900; *11* — 150; *12* — 400; *13* — 100; *14* — 200; *15* — 100; *16* — 1800; *17* — 1200; *18* — 300; *19* — 500; *20* — 100; *21* — 1200; *22* — 1000; *23* — 1300; *24* — 1400

4. Тела шаровидной или неправильной формы, состоящие из отдельных нитей, радиально отходящих от центральной зоны (фото 14, 15, 16). Иногда наблюдаются обрывки нитей (фото 17). Диаметр тел 100—150 *мк*, толщина нитей 1—2 *мк*. Встречаются в виде крупных линзовидных скоплений (желваки пирита).

5. Палочковидные формы с закругленными концами, слабо искривленные; толщина 10—30, длина до нескольких сот микрон. Обычно находятся в основной массе (фото 18).

6. Палочковидные формы размером от долей микрона до 1—2 *мк*. Образуют скопления в гелифицированных компонентах (фото 19).

7. Сплетение нитей толщиной 10—15 *мк*, образующих плотный изометричный клубок. Среди нитей встречаются шаровидные тела диаметром 12—20 *мк* (фото 20). Приурочены преимущественно к гелифицированным микрокомпонентам.

8. Сферические и овальные тела одиночные или образующие цепочки из 2—3 форм. Диаметр сфер 1—3 *мк*. Встречаются в гелифицированных фрагментах (фото 21, 22).

9. Образования неправильной формы, размером от 4 до 7 *мк*, состоящие из соединенных друг с другом камер (фото 23, 24). Встречены в основной массе.

Приведенные микрофотографии и описания свидетельствуют о том, что своеобразная форма выделений пирита придает им довольно определенное морфологическое сходство с некоторыми группами микроорганизмов, являющихся обычными членами болотных фитоценозов:

Порядковый номер формы по фототаблице	Сравнение
1—8, 19, 21—24	Бактерии
9—13, 18	Водоросли
14—17	Актиномицеты
20	Аскомицеты

Указанное сходство позволяет думать, что описанные образования являются псевдоморфно замещенными пиритом микроорганизмами, населявшими древний торфяник.

Приведенными формами не исчерпывается все их разнообразие, однако, важно отметить, что в некоторых случаях они составляют значительную часть всего сингенетичного пирита в угольном веществе.

Можно предположить, что жизнедеятельность и разложение микроорганизмов создает в окружающей их зоне микролокальную, резко специфическую геохимическую обстановку, которая могла способствовать синтезу и осаждению сульфидов железа [1].

Этот процесс, а также последующее отвердение сульфидного геля могли происходить в диагенезе торфяной массы. Последующая кристаллизация сульфида во многих случаях, по-видимому, приводила к полной или частичной утрате свойственных микроорганизмам очертаний и образованию типичных для пирита кристаллографических форм.

Ростовский-на-Дону
госуниверситет

Дата поступления
22.X 1965

---

[1] В. О. Калиненко. Известия АН СССР. Сер. геол., № 1, 1952.

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

МЕТОДИКА

УДК 553.62

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЛОТНОСТИ КВАРЦА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

(на примере меловых отложений Южной Прибалтики)

М. Я. КАЦ, В. Е. КАЖДАН

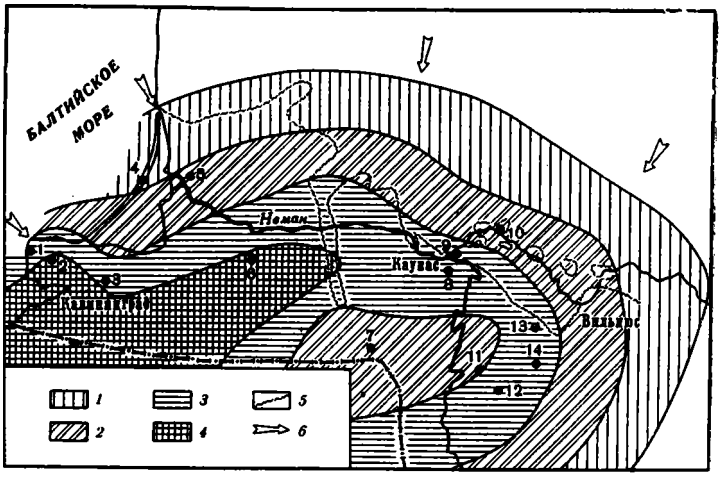
В связи с изучением обломочных зерен кварца ранее уже подчеркивалось, что «подавляющее большинство классификационных схем страдает большой неопределенностью в разграничении отдельных типов кварца, отчего методика его количественного изучения приобретает черты неизбежного субъективизма» (Кац, Шутов, 1963). С целью устранения этого недостатка был предложен объективный метод количественного исследования ассоциаций обломочного кварца путем измерения гистограмм распределения зерен по плотности (методом подсчета на градиентной трубке) с последующим микроскопическим анализом образца, т. е. с минералогическим анализом причин, вызывающих полученное распределение. Это дало возможность характеризовать обломочный кварц данного генезиса статистическими характеристиками плотности и объяснить, какими свойствами зерен кварца они обусловлены. С тех пор методика исследования плотности минералов в зернах значительно улучшена: уменьшены погрешности определения статистических характеристик плотности за счет измерения гистограмм методом подсчета на большем числе зерен и использования метода деления, что позволило значительно увеличить точность определения процентного состава данного типа зерен, составляющих малую примесь в образце (Кац, 1966).

Анализ плотности кварцев из меловых отложений Южной Прибалтики является продолжением начатых ранее работ по исследованию свойств терригенных существенно кварцевых отложений с целью палеогеографических реконструкций, а также детализации приуроченности различных типов зерен кварца к шкале плотности.

1. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованы мономинеральные кварцевые пески из меловых отложений Южной Прибалтики (фиг. 1). Разрез мела здесь начинается толщей кварцево-глауконитовых слабо сцементированных песков и алевролитов альбского возраста (Далинкевичюс, 1960; Киснерюс, 1960; Григялис, 1963). В районе Каунас — Калвария под толщей песков выделяются существенно кварцевые отложения, условно дельтового генезиса, возможно древнее альба (Григялис, 1963). Никаких фаунистических остатков в них обнаружить не удалось. В основании сеномана, как правило, залегает фосфоритоpая плита или желваки фосфоритов. Пески, вмещающие фосфориты, слабо карбонатны. Там, где фосфоритов нет, отделить нижний мел от сеномана довольно трудно.

При отборе проб нами использован метод стратиграфических «срезов» (Шутов, 1952). Он заключается в том, что сопоставляются между собой данные, относящиеся к строго определенному стратиграфическому уровню. Такими уровнями в изученных породах явились: 1) контакт нижнемеловых и подстилающих пород; 2) кровля нижнемеловых отложений и подошва сеномана (изучались образцы из разрезов скважин, где в подошве сеномана имеется фосфоритовая плита). Образцы отбирались из керна скважин в перечисленных стратиграфических срезах.



Фиг. 1. Схема распространения меловых отложений Южной Прибалтики

1 — Янтарное (обр. 44, 46); 2 — Переславское (обр. 31); 3 — Апрелевка (обр. 76); 4 — Нида (обр. 219); 5 — Жальгиряй (обр. 121, 116, 113, 115); 6 — Поддубное (обр. 81, 88, 78, 79); 7 — Калвария (обр. 122, 128, 129, 130ф); 8 — Гарлява (обр. 135); 9 — Каунас (обр. 500, 502, 503, 508, 513); 10 — Ужупис (обр. 21—у); 11 — Илгай (обр. 164, 172, 172ф, 175, 175ф); 12 — Перлоя (обр. (160, 160ф, 161); 13 — Таученис (обр. 196); 14 — обн. р. Меркис, дер. Акмо (обр. 7—2). Средний диаметр зерен (*Md, см*) для подошвы нижнемеловых отложений (результаты В. Каждан): *1* — 0,2—0,4; *2* — 0,1—0,2; *3* — 0,01—0,1; *4* — <0,01; *5* — современная граница распространения меловых отложений; *6* — направление сноса материала

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика состояла в применении совместного количественного метода исследования кварцевых пород в гравитационном градиентном поле и под микроскопом.

Образцы меловых пород, представленные мономинеральными слабо сцементированными песками и алевритами, отмывали от глинистой фракции и рассеивали на ситах. Для сопоставимости результатов измерений исследованию подвергалась присутствовавшая во всех образцах фракция 0,2—0,25 *мм*, которую наиболее удобно исследовать по принятой нами методике. Анализировалась лишь легкая фракция (<2,89 *г/см*^{3}), которую предварительно выделяли в бромоформе. Полученный образец кипятили в течение ~10 минут в 10%-ном растворе соляной кислоты, чтобы снять возможные инородные пленки с зерен кварца (окислы железа и др.). Затем образец исследовался на гравитационной градиентной трубке (Кац, 1966). Использовался прибор, в котором градиент температуры (χ=1,25 *град/см*) поддерживался контактными термометрами. Рабочей жидкостью служила соответствующая смесь бромоформа и диметилформамида. В качестве репера плотности использовалось зерно кварца с плотностью 2,647 *г/см*^{3}. Все измерения проводились после достижения зернами и репером (или реперами) своих равновесных уровней. Применялись следующие два метода исследования.

Метод деления. Образец делили на восемь фракций по шкале плотности с интервалами $\Delta\rho$=0,01 *г/см*^{3}. Исходную навеску (~500 *мг*) и каждую выделенную фракцию взвешивали на аналитических весах. Как правило, несколько процентов от исходной навески терялось в процессе деления. Самая тяжелая фракция имела плотность более 2,647 *г/см*^{3}, так как в нее входили зерна, которые оказывались ниже репера в градиентной трубке. Однако систематический визуальный контроль в процессе деления показал, что плотность таких зерен кварца практически никогда не превышала плотности репера больше чем на 0,01 *г/см*^{3}. Поэтому для самой тяжелой фракции в расчетах статистических характеристик плотности принимались пределы 2,647—2,657 *г/см*^{3}. Самая легкая фракция имела плотность менее 2,587 *г/см*^{3}. В подавляющем большинстве образцов зерен кварца с такой плотностью практически не было. В образцах 44, 46, а также 31 их было существенное количество. Однако более детально плотность этих зерен не исследовалась, так как результаты экспериментов и решаемые нами задачи этого не требовали. При расчетах статистических характеристик плотности кварца в этих трех образцах считалось, что зерна, плотности которых были менее 2,587 *г/см*^{3}, лежат в интервале 2,577—2,587 *г/см*^{3}.

В результате исследования на градиентной трубке образец делили на фракции в заданных интервалах плотности и определяли вес каждой выделенной фракции. Все образцы исследовались идентично, в одних и тех же условиях. Однако этих данных еще недостаточно для того, чтобы построить гистограмму распределения зерен кварца по плотности: как правило, в легких фракциях практически каждого «мономинерального» образца обнаруживаются небольшие примеси зерен других минералов (полевых шпа-

тов, глауконита и пр.). Значительно реже обнаруживаются малые примеси других минералов в самой тяжелой фракции (например, глуконит). После деления зерна каждой выделенной фракци анализировали микроскопически. При этом определяли: 1) процент зерен кварца, полевых шпатов, глауконита и других минералов; 2) различные типы зерен кварца в зависимости от характера газово-жидкостных и углистых включений в них, включений других минералов и др.; 3) процент зерен кварца с мозаичной структурой; 4) процент зерен кварца с каемками регенерации; 5) степень окатанности зерен и пр.

Количественные подсчеты под микроскопом при исследовании выделенных фракций значительно более эффективны (почти на два порядка) по сравнению с тем, когда под микроскопом исследуют весь исходный образец. Действительно, обычно в поле зрения микроскопа около сотни (или несколько сотен) зерен, и легко определить лишь те компоненты, которых в образце около одного процента. Но в ряде случаев интересующий компонент оказывается в одной или двух выделенных по шкале плотности фракциях, в которых сосредоточено менее одного процента исходного образца.

Из количественных результатов, полученных как на градиентной трубке, так и при микроскопическом анализе, определяют вес кварца в каждой выделенной фракции и строят весовую гистограмму распределения зерен кварца по плотности. По этим данным обычным методом моментов определяют статистические характеристики плотности данного образца: среднее значение плотности $\rho_{ср}$; среднее квадратичное отклонение σ; коэффициенты асимметрии A и эксцесса K, а также моду распределения Mo. Каждая из этих характеристик является независимым параметром плотности. Контрольные опыты (многократное деление одного и того же образца кварца) показали, что в методике деления с вероятностью 95% погрешности определения статистических характеристик плотности можно оценить следующими цифрами: $\Delta\rho_{ср} \leqslant 0{,}001$ *г/см*^{3}; $\Delta Mo \leqslant 0{,}001$ *г/см*^{3}; $\Delta\sigma/\sigma \leqslant 10\%$; $\Delta A/A \leqslant 25\%$; $\Delta K/K \leqslant 30\%$.

Метод подсчета. Методом подсчета числа зерен на каждом сантиметре длины трубки (интервал группировки в наших экспериментах был соответственно 0,0032 *г/см*^{3}) определяют гистограмму распределения зерен по плотности. Шкала плотности вдоль трубки при данных условиях эксперимента определялась заранее. В качестве нулевой точки шкалы принималось равновесное положение репера плотности. Опыт работы показал, что при диаметре измерительной трубки 1 *см* можно достаточно хорошо подсчитать на 1 *см* длины ~ 20 зерен. Учитывая результаты измерения гистограмм распределения многих природных кварцевых песков, термический коэффициент объемного расширения рабочей жидкости и градиент температуры, было установлено, что надежно сосчитать число зерен на каждом сантиметре длины трубки можно при условии, что в прибор введено не более 70 зерен. В действительности в каждом эксперименте измерялось около 60 зерен данного образца. Каждый образец измерялся от двух до четырех раз. Соответственно гистограмма распределения зерен по плотности получалась примерно по 100—200 зернам данного образца. По гистограмме рассчитывались среднее значение плотности $\rho_{ср}$, мода распределения Mo и среднее квадратичное отклонение σ. Контрольные опыты показали, что с вероятностью $\sim 90\%$ погрешности определения этих статистических характеристик не превышают следующих цифр: $\Delta\rho_{ср} \leqslant 0{,}001$ *г/см*^{3}; $\Delta Mo \leqslant 0{,}001$ *г/см*^{3}; $\Delta\sigma/\sigma \leqslant 10\%$. Характеристики, зависящие от 3-го и 4-го моментов, в этом методе не рассчитывались.

3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЛОТНОСТИ КВАРЦЕВ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Неоднократно отмечалось, что плотность минералов, в частности, кварцев, зависит от их генезиса, и статистические характеристики плотности кварца свидетельствуют о его генезисе значительно больше, чем средняя плотность (Кац, Шутов, 1963; Кац, Муравьев, 1966; Кравцов и др., 1960; Mykolajewyez, Kalmajs, Smokula, 1964; Кац, 1966). Совместный метод исследования кварцев в гравитационной градиентной трубке и под микроскопом позволяет не только измерять распределение зерен кварца по плотности, но и устанавливать какими факторами оно обусловлено. В табл. 1 приведены результаты, полученные методом деления.

Приведенные ниже статистические характеристики плотности кварцев рассчитаны по весу кварца в каждой фракции данного образца, указанного в этой таблице. В принципе сопоставлять плотности различных образцов можно и по сопоставлению соответствующих цифр в табл. 1. Однако обработка их методами математической статистики позволяет сравнивать плотности разных образцов по статистическим характеристикам, которые являются итоговыми параметрами всего распределения в целом и имеют определенный физический смысл (табл. 2): $\rho_{ср}$ — средняя плотность; Mo — та плотность, при которой наблюдается максимум в распределении; σ — характеризует разброс зерен по шкале плотности, например от среднего значения; A — степень асимметричности распределения, причем $A>0$ или $A<0$ в зависимости от того, вытянуто ли распределение соответственно в сторону больших или малых плотностей; K — характеризует отличие крутизны распределения от крутизны нормального распределения, причем $K>0$ или $K<0$ в зависимости от того, будет ли крутизна распределения больше или меньше, чем у нормального распределения. Распределение, обусловленное лишь

Таблица 1

Плотность, характер включений и весовой процент различных типов зерен кварца
(фракция 0,2—0,25 *мм*)

Интервалы плотности $\Delta\rho$, *г/см³*	Фракции, выделенные в данных интервалах плотности *	Весовой процент данного типа зерен кварца в исходных образцах																					
		Cr_1, подошва													Cr_1, кровля					Cr_2 ст. подошва			
		500	508	502	21-У	46	219	121	31	76	88	503	164	7—2	44	81	116	128	161	129	130ф	160	160ф
<2,587	I	—	—	—	—	7,0	—	—	1,82	—	0,02	—	0,2	—	19,4	—	0,17	—	0,09	0,06	—	—	—
2,587—2,597	II	0,06	0,12	—	0,04	1,8	0,2	0,02	0,13	—	—	0,08	0,09	0,07	6,07	0,19	0,03	—	0,04	—	0,3	0,14	0,02
2,597—2,607	III	0,6	0,4	0,2	0,56	5,1	0,4	0,6	0,02	0,07	0,12	0,5	0,53	1,0	13,6	0,19	0,42	0,02	0,04	—	1,1	0,94	0,8
2,607—2,617	IV	1,2	0,72	0,83	0,64	9,6	1,5	1,2	0,85	0,07	0,66	1,7	1,99	1,8	11,0	0,3	1,5	0,6	1,5	0,3	0,3	1,6	3,1
2,617—2,627	V	3,5	2,4	4,7	2,7	18,4	5,8	4,45	2,72	2,0	5,3	5,9	5,53	6,2	14,9	2,9	3,53	2,7	2,2	2,8	8,5	7,9	10,1
2,627—2,637	VI	13,2	11,7	13,2	13,8	28,8	23,0	33,0	19,7	5,0	15,6	20,6	21,8	22,7	21,1	23,7	15,3	9,7	26,1	12,2	32,9	20,5	22,6
2,637—2,647	VII	77,3	81,8	78,7	78,7	19,4	68,6	60,0	73,8	84,9	75,1	70,0	69,8	67,4	13,6	64,7	76,6	80,8	68,5	79,7	56,5	68,3	62,9
>2,647	VIII	4,1	2,9	2,4	3,46	0,01	0,7	0,7	0,9	8,0	2,2	1,3	0,04	0,9	0,3	8,0	2,4	6,2	1,6	5,0	0,4	0,6	0,5

* Различные типы зерен кварца и наличие других минералов в выделенных фракциях:

I. Полевые шпаты; агрегатные зерна; глауконит (обр. 500, 502, 508, 219, 21-у, 121, 76, 503, 7—2, 81, 128, 130ф, 160 160ф). Кварц полупрозрачный, часто с регенерационной каемкой (обр. 46, 44, 31). Полевые шпаты; кварц прозрачный с крупными включениями углистого органического вещества и пузырьков жидкости и газа (обр. 88, 129, 161, 116).

II. Кварц полупрозрачный почти непрозрачный, часто с регенерационной каемкой и мозаичной структурой (обр. группы А). Кварц полупрозрачный, иногда встречаются зерна с мозаичной структурой, редко — с каемкой регенерации (обр. группы В).

III. Кварц полупрозрачный, и прозрачный с крупными включениями углистого органического вещества, многие зерна глауконитизированы, мозаичной структуры; редко с каемкой регенерации (обр. группы В).

IV. Кварц полупрозрачный, многие зерна с мозаичной структурной (обр. группы А). Кварц полупрозрачный и прозрачный с крупными включениями углистого органического вещества, пузырьков жидкости и газа; значительная часть зерен глауконитизирована; многие зерна с мозаичной структурой (обр. группы В).

V. Кварц полупрозрачный, часть зерна с мозаичной структурой (обр. группы А). Кварц прозрачный с небольшим количеством точечных включений, многие зерна глауконитизированы; редко встречаются зерна мозаичной структуры; ед. зерна — с регенерационной камкой (обр. группы В).

VI. Кварц полупрозрачный, редко прозрачный с включениями мелких кристалликов турмалина и циркона (обр. группы А). Кварц прозрачный с редкими включениями мелких кристалликов турмалина, рутила, циркона; наибольшее количество полупрозрачных зерен с точечными углистыми включениями (обр. группы В).

VII. Кварц прозрачный с редкими включениями мелких кристалликов циркона, рутила, турмалина, пирита (все образцы).

VIII. Кварц прозрачный с включениями крупных кристалликов граната, циркона, рутила, турмалина, пирита (все образцы). Образцы группы А: 44, 46, 31, 76; в группу В входят все остальные исследованные образцы.

Таблица 2

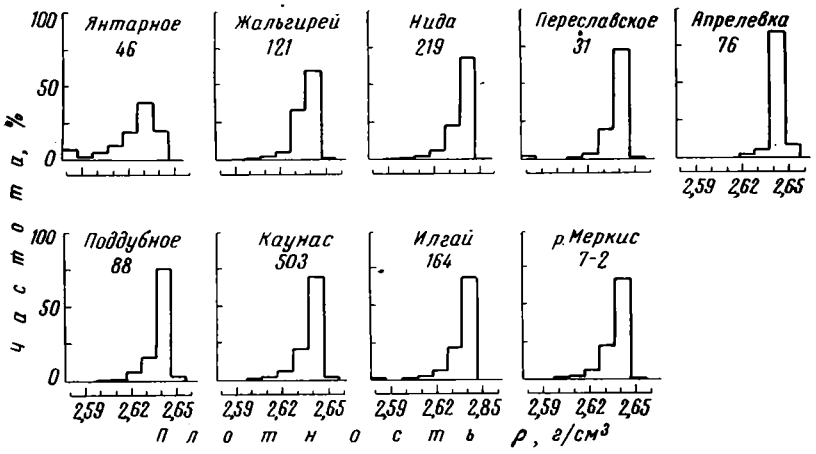
Статистические характеристики плотности кварца
(фракция 0,2—0,25 *мм*)

Номера скважин или обнажений и образцов	$\rho_{ср}$, *г/см³*	*Мо*, *г/см³*	σ, *г/см³*	*A*	*K*
Подошва нижнемеловых отложений					
Скважина 1 (обр. 46)	$2{,}626_8$	$2{,}633_1$	0,0136	—1,2	1,0
» 2 (обр. 31)	$2{,}638_8$	$2{,}641_0$	0,0081	—3,6	16,6
» 3 (обр. 76)	$2{,}640_2$	$2{,}642_2$	0,0062	—1,1	5,8
» 4 (обр. 219)	$2{,}638_1$	$2{,}641_3$	0,0072	—1,6	3,4
» 5 (обр. 121)	$2{,}637_2$	$2{,}641_3$	0,0076	—1,4	3,4
» 6 (обр. 88)	$2{,}639_x$	$2{,}642_1$	0,0072	—1,6	4,2
» 7 (обр. 122)	$2{,}641_1$	$2{,}643_4$	0,0061	—	—
» 8 (обр. 135)	$2{,}641_4$	$2{,}644_9$	0,0055	—	—
» 9 (обр. 503)	$2{,}640_4$	$2{,}641_5$	0,0071	—1,7	4,0
» 11 (обр. 164)	$2{,}637_8$	$2{,}641_6$	0,0088	—2,2	7,5
Обн. 14 (обр. 7—2)	$2{,}637_2$	$2{,}641_7$	0,0077	—1,8	4,0
Кровля нижнемеловых отложений					
Скважина 1 (обр. 44)	$2{,}613_5$	$2{,}631_5$	0,0210	—0,2	1
» 5 (обр. 116)	$2{,}639_2$	$2{,}639_3$	0,0075	—2,3	9
» 6 (обр. 81)	$2{,}639_6$	$2{,}641_2$	0,0072	—1,1	4,5
» 7 (обр. 128)	$2{,}640_9$	$2{,}641_9$	0,0061	—1,5	4,7
» 12 (обр. 161)	$2{,}638_7$	$2{,}640_9$	0,0070	—1,7	6,4
Подошва сеномана					
Скважина 6 (обр. 78)	$2{,}634_9$	$2{,}639_8$	0,0089	—	—
» 5 (обр. 113)	$2{,}638_4$	$2{,}641_6$	0,0068	—	—
» 7 (обр. 129)	$2{,}640_8$	$2{,}642_5$	0,0060	—	—
» 11 (обр. 172)	$2{,}639_5$	$2{,}643_4$	0,0067	—	—
» 12 (обр. 160)	$2{,}640_0$	$2{,}641_5$	0,0059	—	—
» 13 (обр. 196)	$2{,}638_2$	$2{,}643_0$	0,0066	—	—

Примечания. Для величин $\rho_{ср}$, *Мо* и σ кварцев из подошвы нижнемеловых отложений приведены средние значения результатов измерений методом взвешивания и подсчета, а для величин *A* и *K* — результаты измерений методом взвешивания. Для кварцев из кровли нижнемеловых отложений приведены результаты измерений методом взвешивания. Для кварцев из подошвы сеномана приведены результаты измерений методом подсчета (табл. 1; фиг. 1,3, 7 и 8). Результаты измерений обоими методами лежат в пределах погрешностей. Образцы кварца 122, скв. 7 и 135, скв. 8 исследовались также дважды, но лишь методом подсчета из-за отсутствия необходимого количества образца.

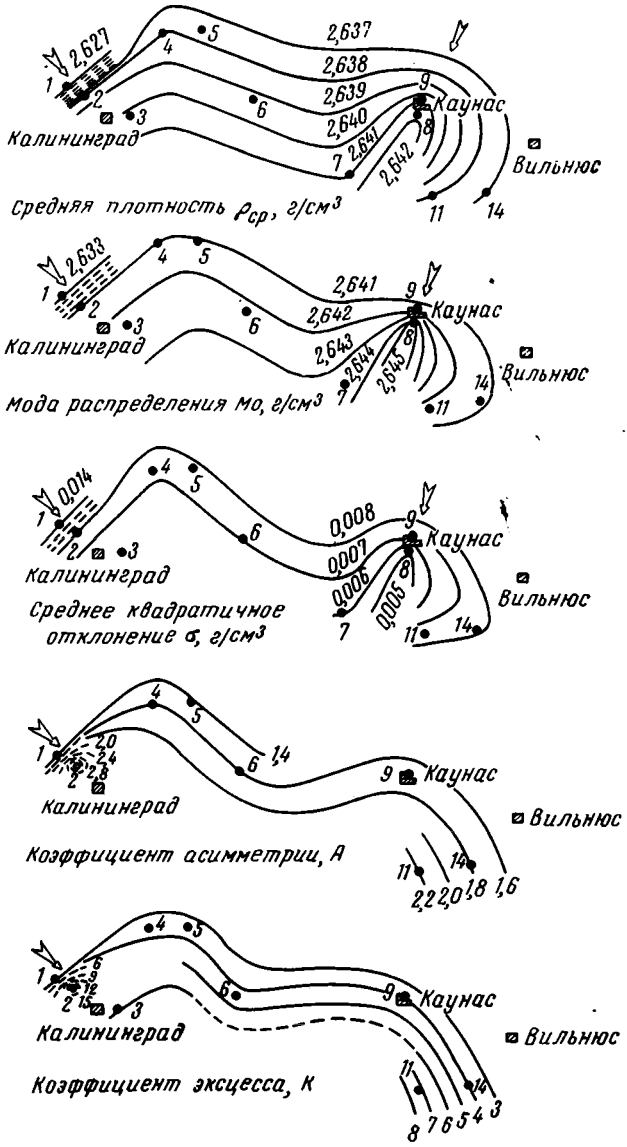
нами, с равной вероятностью либо увеличивающие, либо уменьшающие плотность зерна, будет нормальным распределением, для которого $A=0$ и $K=0$.

Анализ статистических характеристик плотности кварцев из подошвы нижнего мела Южной Прибалтики. Исследованы кварцы из десяти скважин и одного обнажения подошвы нижнего мела (см. табл. 2, фиг. 1, 2, 3). Различия статистических характеристик



Фиг. 2. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца (фр. 0,2—0,25 *мм*) из подошвы нижнемеловых отложений

кварцев, взятых из разных районов Южной Прибалтики этого горизонта, существенны, они выходят за пределы погрешностей измерений. Результаты экспериментов позволяют построить изолинии для величин $\rho_{ср}$, *Мо*, σ, *А* и *К*, характеризующих плотность кварцев рассматриваемого горизонта (см. фиг. 3). При сравнении этих карт с картой распределения медианного размера зерен (см. фиг. 1) по площади бассейна видно, что фациальный профиль бассейна по тем и другим данным в общих чертах одинаков. Более того, из карт изолиний $\rho_{ср}$, *Мо* и σ видно, что имеются два участка со сближенными изолиниями: в районе Янтарного и Каунаса. Видимо, это вызвано тем, что через эти районы шел наиболее сильный привнос терригенного материала в бассейн. Аналогичный же вывод относительно привноса терригенного материала через район Янтарного следует и из карт изолиний для коэффициентов ассиметрии *А* и эксцесса *К* (см. фиг. 3). Привнос через район Каунаса по изолиниям *А* и *К* не фиксируется. Однако это обусловлено, по-видимому, лишь недостаточностью экспериментальных данных.

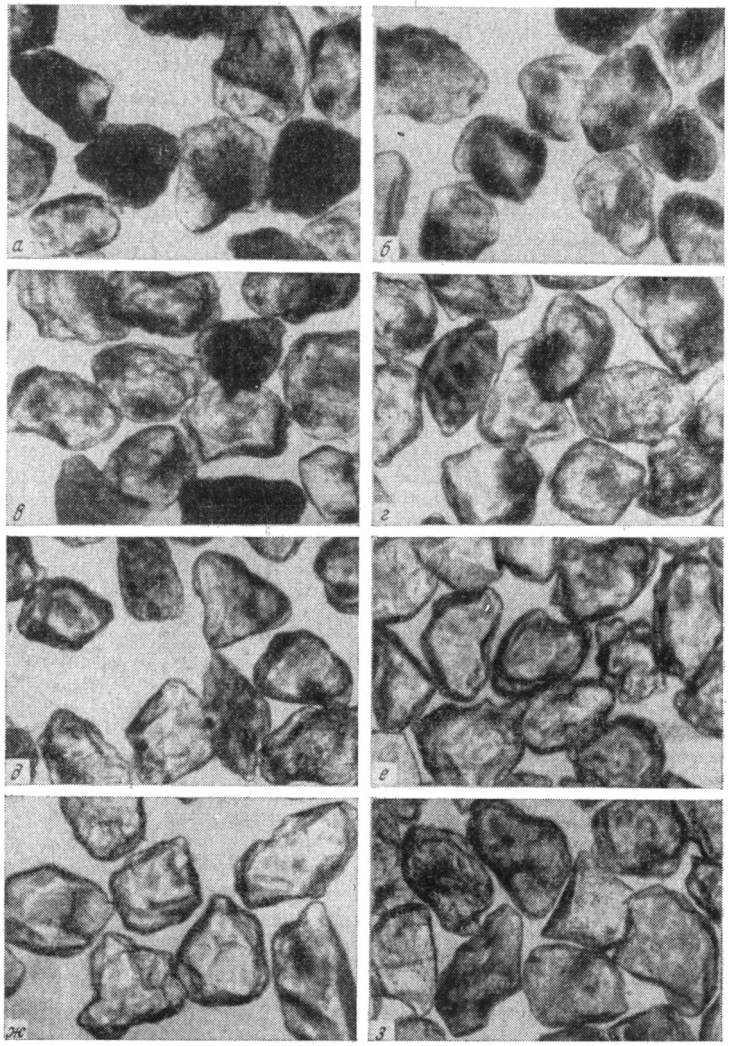


Фиг. 3. Изолинии статистических характеристик плотности кварца (фр. 0,2—0,25 *мм*) из подошвы нижнемеловых отложений: для средней плотности $\rho_{ср}$, моды распределения *Мо* и среднего квадратичного отклонения σ через 0,001 *г/см*³, а в районе скважин 1 и 2 через 0,002 *г/см*³; для коэффициента асимметрии через 0,2, а в районе скважины 1 и 2 через 0,4; для коэффициента эксцесса *К* через 1, а в районе скважин 1 и 2 через 3 (см. табл. 2). Стрелками указаны предполагаемые направления сноса

Из приведенных результатов экспериментов (см. фиг. 1 и 3) видно, что статистические характеристики плотности кварцев действительно можно использовать для палеогеографических реконструкций: в более глубоких частях бассейна породы, из которых взяты образцы кварца, более сортированные, более отмытые. Иными словами, чем больше $\rho_{ср}$, *Мо*, *А* и *К* и чем меньше σ, тем сильнее породы, из которых взяты образцы кварца, тяготеют к более глубоководной части бассейна и наоборот. Этот вывод подтверждает также и анализ окатанности зерен. Например, зерна кварца из скв. Янтарное (обр. 46) значительно менее окатаны, чем зерна кварца в образцах из центральной части бассейна (фиг. 4 и 5).

Все рассматриваемые образцы кварца имеют гистограммы с отрицательной асимметрией *А* и положительным эксцессом *К* (см. табл. 2). Такая картина соответствует установленной ранее закономерности для асимметрии и эксцесса гистограмм распределения зерен по плотности природных кварцев различного генезиса (Кац, 1966). Однако обращает на себя внимание, что значения *А* и *К* для образца 31 резко отличны от соответствующих значений для других рассматриваемых нами образцов кварца (см. фиг. 3). Эти характеристики, зависящие

соответственно от третьего и четвертого моментов распределений, особенно чувствительны к небольшим «инородным» примесям зерен кварца с резко отличной плотностью. Сопоставление гистограмм распределения образцов 46 и 31 (см. фиг. 2), географическое расположение 1-й и 2-й скважин и знак отличия величин A и K для образца 31, по сравнению с другими рассматриваемыми образцами (см. фиг. 1, 3), дают основание

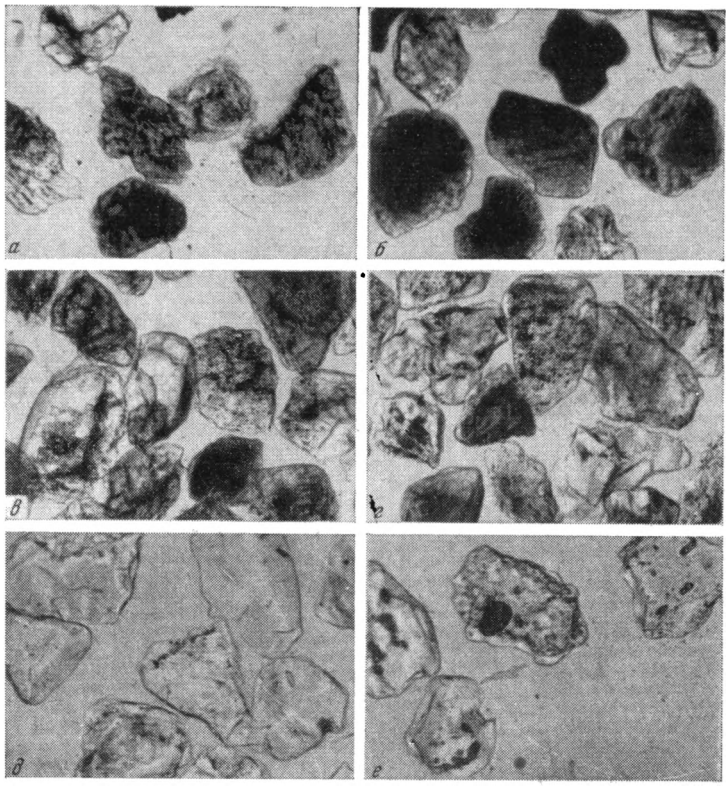


Фиг. 4. Микрофотографии фракций зерен кварца, выделенных из обр. 44 (скв. Янтарное) в различных интервалах плотности $\Delta\rho$, *г/см*³: *а* — <2,587; *б* — 2,587—2,597; *в* — 2,597—2,607; *г* — 2,607—2,617; *д* — 2,617—2,627; *е* — 2,627—2,637; *ж* — 2,637—2,647; *з* — >2,647. Увел. 96

предположить, что в образце кварца 31 имеется примесь кварца из образца 46 вследствие привноса в бассейн в районе Янтарного. За счет этого больше всего, естественно, должно было увеличиться процентное содержание именно самых легких зерен кварца образца 31, что мы и наблюдаем.

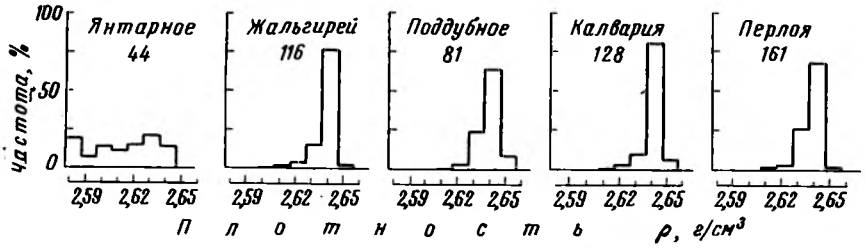
Анализ статистических характеристик плотности кварца из кровли нижнего мела. Из кровли нижнего мела был исследован кварц лишь 5 скважин (фиг. 6, 7, см. фиг. 1) методом деления. Как уже указывалось выше, для образца 44 достаточно надежно измерены лишь верхний предел величины $\rho_{ср}$ и нижний предел величины σ. Экспериментальных данных недостаточно для построения надежных карт изолиний даже

этих статистических характеристик плотности кварцев из кровли нижнего мела. По ним можно лишь высказать предположение о вероятном направлении соответствующих изолиний (см. фиг. 7). Необходимо подчеркнуть, что полученные значения $\rho_{ср}$, *Mo* и σ для кварцев из кровли нижнего мела не противоречат соответствующим изолиниям для



Фиг. 5. Микрофотографии выделенных фракций зерен кварца из обр. 7—2 (обн. р. Меркис) в различных интервалах плотности $\Delta\rho$, *г/см*³: *а* — 2,597—2,607; *б* — 2,607—2,617; *в* — 2,617—2,627; *г* — 2,627—2,637; *д* — 2,637—2,647; *е* — >2,647. Увел. 96

кварцев из подошвы нижнего мела (см. фиг. 3). Из указанного выше следует, что ни область питания, ни характер бассейна в течение нижнемеловой эпохи, по-видимому, существенно не менялись. Однако отмечается несколько худшая окатанность кварца



Фиг. 6. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца (фр. 0,2—0,25 *мм*) из кровли нижнемеловых отложений

в образцах из кровли нижнемеловых отложений по сравнению с кварцем из подошвы в тех же скважинах. Видимо, те же причины обусловили существенное отличие статистических характеристик плотности кварца для образцов 46 и 44. Например, средняя плотность уменьшается соответственно от 2,625 до 2,613 *г/см*³. Рассматриваемые образ-

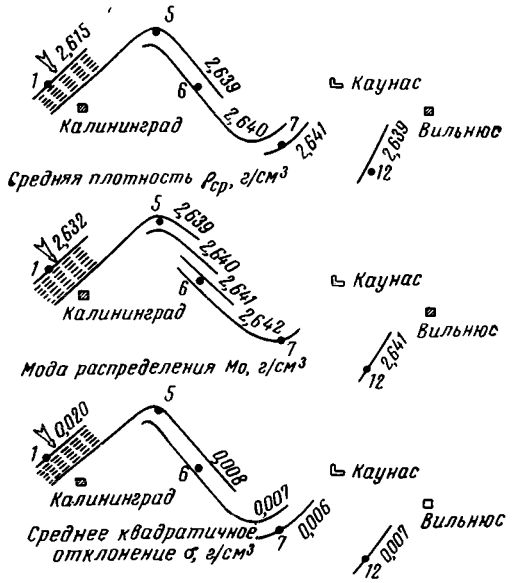
цы кварца, как и описанные выше, имеют гистограммы с отрицательной асимметрией и положительным эксцессом (см. табл. 2). По этим характеристикам несколько выделяется из остальных образец 116, что может быть связано с локальным привносом дополнительного материала, в том числе и кварца.

Анализ статистических характеристик плотности кварца нижнемеловых отложений проблематичного генезиса. В табл. 3 приведены статистические характеристики плотности кварца нижнемеловых отложений проблематичного генезиса (всего 4 образца: 500, 502, 508, 21-У), а также для сравнения обр. 503, взятого из той же скважины (район Каунаса), но из подошвы альбских отложений. Значения соответствующих статистических характеристик плотности кварца всех образцов находятся в пределах погрешности измерений. Изучение плотности кварца не дает оснований утверждать о неидентичности условий образования изученных кварцев по сравнению с кварцем из лежащих выше нижнемеловых пород.

Анализ статистических характеристик плотности кварца сеномана. Из подошвы сеноманских отложений методом подсчета изучено 6 образцов кварца (фиг. 8, см. фиг. 1). Этих экспериментальных данных также недостаточно для построения надежных карт изолиний статистических характеристик плотности кварцев данного горизонта: по ним можно лишь высказать предположения о вероятном направлении изолиний (см. фиг. 8) и отметить, что значения $\rho_{ср}$ *Мо* и σ для плотности кварцев сеномана не противоречат соответствующим изолиниям для кварцев подошвы нижнего мела (см. фиг. 3).

Следует подчеркнуть, что средняя плотность и среднее квадратичное отклонение для обр. 78 существенно отличаются от соответствующих характеристик для кварцев из той же скважины Поддубное, но из более низких горизонтов (обр. 88 и 81). Это может быть связано с постепенным изменением условий накопления осадков в этом районе от более глубоководных в нижних горизонтах к менее глубоководным в сеномане.

Сравнение статистических характеристик плотности кварцев из фосфоритов и вмещающих сеноманских песков. Сравнительное изучение плотности кварца из фосфоритов и вмещающих пород методом подсчета проведено по 5 скважинам (табл. 4). Статистические характеристики плотности обоих образцов кварца из каждой скважины отличаются лишь в пределах погрешности измерений.



Фиг. 7. Предполагаемые изолинии статистических характеристик плотности кварца (фр. 0,2—0,25 *мм*) из кровли нижнемеловых отложений: для средней плотности $\rho_{ср}$ через 0,001 *г/см*³, а в районе скважины 1 — через 0,004 *г/см*³; для моды распределения *Мо* — через 0,001 *г/см*³; для среднего квадратичного отклонения σ через 0,001 *г/см*³, а в районе скважины 1 — через 0,002 *г/см*³ (см. табл. 2)

Фиг. 8. Предполагаемые изолинии статистических характеристик плотности кварца (фр. 0,2—0,25 *мм*) из подошвы сеномана; для средней плотности $\rho_{ср}$, моды распределения *Мо* и среднего квадратичного отклонения σ через 0,001 *г/см*³ (см. табл. 2)

Таблица 3

Статистические характеристики плотности кварца нижнемеловых отложений проблематичного генезиса
(исследованы методом деления)

№ образца	$\rho_{ср}$, г/см³	Мо, г/см³	σ, г/см³	A	K
500	2,6397	2,6417	0,0074	—2,0	6,7
508	2,6401	2,6417	0,0067	—2,3	9,7
502	2,6397	2,6417	0,0068	—1,7	4,5
21-У	2,6399	2,6416	0,0068	—2,1	8,0
503	2,6409	2,6412	0,0079	—1,7	3,9

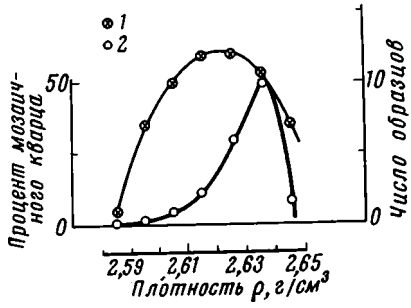
Таблица 4

Статистические характеристики плотности кварца из сеноманских фосфоритов и вмещающих пород
(исследованы методом подсчета)

Скважина, образец	$\rho_{ср}$, г/см³	Мо, г/см³	σ, г/см³
Поддубное, песок, 78	2,6350	2,6398	0,0089
» фосфорит, 79ф	2,6376	2,6393	0,0070
Жальгирей, песок, 113	2,6384	2,6417	0,0068
» фосфорит, 115ф	2,6378	2,6432	0,0082
Калвария, песок, 129	2,6408	2,6425	0,0060
» фосфорит, 130ф	2,6414	2,6422	0,0063
Илгай, песок, 172	2,6393	2,6435	0,0067
» фосфорит, 172ф	2,6387	2,6433	0,0067
Перлоя, песок, 160	2,6399	2,6416	0,0059
» фосфорит, 160ф	2,6393	2,6431	0,0076

4. АНАЛИЗ ПРИУРОЧЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗЕРЕН КВАРЦА К ШКАЛЕ ПЛОТНОСТИ

Как известно, практически в любом мономинеральном образце имеются различные типы зерен, имеющих существенно различные плотности и обусловливающих распределение зерен по плотности (Кац, 1966). Интересно выяснить приуроченность к шкале плотности данного типа зерен кварца, т. е. выяснить, в какой области шкалы плотности



Фиг. 9. Приуроченность к шкале плотности зерен кварца с мозаичной структурой (см. табл. 5)

1 — число образцов, в которых обнаружены зерна кварца мозаичной структуры в данном узком интервале плотности ($\Delta\rho$ = 0,01 г/см³); *2* — процент кварца мозаичной структуры в данном узком интервале ($\Delta\rho$ = 0,01 г/см³) по отношению ко всему кварцу мозаичной структуры, обнаруженному во всех исследованных образцах

наиболее вероятна встреча данного типа зерен кварца. Качественно это видно из табл. 1. Количественно это можно оценить из результатов исследования данного образца в гравитационной градиентной трубке и под микроскопом.

Ниже приводится анализ всех результатов экспериментов с кварцами Южной Прибалтики для следующих типов зерен: 1) зерен с мозаичной структурой; 2) зерен с регенерационной каемкой; 3) зерен с углистыми и газово-жидкостными включениями; 4) зерен с включениями тяжелых минералов (пирита, циркона, рутила, граната, турмалина, биотита); 5) глауконитизированных зерен; 6) микроскопически чистых зерен.

Зерна кварца с мозаичной структурой в наибольшем количестве встречаются в интервале плотности ~2,617—2,637 г/см³ (табл. 5; фиг. 9) [1]; в более легких фракциях

[1] Погрешность указанных весовых процентов определяется погрешностью определения веса выделенных фракций в заданных пределах плотности и погрешностью при подсчете зерен под микроскопом. Малые значения процентов часто справедливы лишь с точностью до множителя в несколько единиц.

Таблица 5

Приуроченность к шкале плотности зерен кварца с мозаичной структурой и регенерационной каемкой
(обработаны все образцы, указанные в таблице 1)

Интервалы плотности $\Delta\rho$, *г/см*³	Номер образца и весовой процент кварца с мозаичной структурой по отношению к весу исходного образца			Количество образцов	Средний весовой процент по образцам	Номер образца и весовой процент кварца с регенерационной каемкой по отношению к весу исходного образца			Количество образцов	Средний весовой процент по образцам
	подошва, Cr_1	кровля, Cr_1	Cr_2 *ст*			подошва Cr_1	кровля Cr_1	Cr_2 *ст*		
<2,587	508 (~0,02) 46 (~0,01)	—	—	2	0,02	7—2 (~0,1) 31 (~1,3) 164 (~0,22)	—	—	3	0,5
2,587—2,597	121 (~0,01) 219 (~0,01) 7—2 (~0,01) 31 (~0,01) 46 (~0,01)	44 (~0,3)	130ф (~0,1)	7	0,07	31 (~0,01)	—	160 (~0,1)	2	0,05
2,597—2,607	121 (~0,03) 219 (~0,1) 7—2 (~0,3) 164 (~0,01) 31 (~0,01) 46 (~0,01)	116 (~0,01) 44 (~0,7)	130ф (~0,3) 160ф (~0,2)	10	0,15	503 (~0,05) 164 (~0,01) 31 (~0,01)	—	—	3	0,02
2,607—2,617	508 (~0,01) 21—У (~0,1) 219 (~0,8) 7—2 (~0,7) 164 (~0,1) 31 (~0,2) 46 (~0,1) 76 (~0,01)	116 (~0,01)	130ф (~0,01) 160 (~0,01) 160ф (~1,5)	12	0,3	503 (~0,1) 76 (~0,01) 46 (~0,05)	128 (~0,01)		4	0,04
2,617—2,627	121 (~0,02) 219 (~1,0) 7—2 (~1,0) 31 (~0,1) 46 (~0,1) 76 (~0,1)	161 (~0,02) 44 (~1,0) 116 (~0,15)	160 (~3,0) 160ф (~3,5) 130ф (~0,04)	12	0,84	121 (~0,03) 76 (0,01)	128 (~0,01)	160ф (~0,1) 129 (~0,03) 130ф (~0,04)	6	0,04

Таблица 5 (продолжение)

Интервалы плотности $\Delta\rho$, $г/см^3$	Номер образца и весовой процент кварца с мозаичной структурой по отношению к весу исходного образца			Количество образцов	Средний весовой процент по образцам	Номер образца и весовой процент кварца с регенерационной каемкой по отношению к весу исходного образца			Количество образцов	Средний весовой процент по образцам
	подошва, Cr_1	кровля, Cr_1	Cr_2 *ст*			подошва Cr_1	кровля Cr_1	Cr_2 *ст*		
2,627—2,637	21-у (~0,1) 121 (~1,5) 7—2 (~7,0) 31 (~7,0) 46 (~0,5) 76 (~0,2)	44 (~0,3) 116 (~0,7)	130ф (~0,5) 160ф (~0,1)	10	1,8	503 (~0,1) 502 (~0,05) 121 (~1,5) 44 (~0,3)	—	—	4	0,5
2,637—2,647	121 (~0,3) 7—2 (~0,4) 31 (~0,3)	116 (~0,7) 161 (~0,5)	—	7	0,39	—	—	—	—	—
>2,647	46 (~0,1) 76 (~0,4)	—	—	—	—	—	—	—	—	—

и в интервале ~2,637—2,647 *г/см³* встречаются в значительно меньших количествах. При плотности>2,647 *г/см³* они совсем не обнаружены. В подошве нижнемеловых отложений наибольшее количество таких зерен встречается в интервале ~2,627—2,647 *г/см³*, а в отложениях из подошвы сеномана — в интервале ~2,617—2,627 *г/см³*. Сопоставление данных табл. 5 с изолиниями фиг. 3 и 7 показывает, что зерна с мозаичной структурой приурочены, в основном, к более мелководным фациям. Видимо, отсутствие их в более глубоководных фациях объясняется разрушением таких зерен в процессе транспортировки. В изученных образцах кварца зерна с мозаичной структурой составляют лишь от сотой доли процента до нескольких процентов.

Зерна кварца с регенерационной каемкой встречаются в небольших количествах (от ~ 0,01% до ~1%) в интервале плотности ~2,587 — 2,637 *г/см³*.

Какой-либо твердой приуроченности к определенным стратиграфическим горизонтам зерен с мозаичной структурой и с каемкой регенерации не наблюдается.

Зерна кварца с углистыми и газово-жидкостными включениями. Изучение выделенных фракций кварца под микроскопом позволило установить, что бо́льшая часть зерен содержит точечные углистые включения, определяющие прозрачность кварца. Наименее прозрачные зерна из-за обилия мелких включений попадают в более легкие фракции кварца (<2,607 *г/см³*). Чем чище зерно, тем, как правило, оно «тяжелее».

В интервале плотности ~2,607—2,637 *г/см³* точечные углистые включения беспорядочно рассеяны, а иногда образуют точечно-струйчатые включения. В кварце с плотностью ~2,637—2,647 *г/см³* только отдельные зерна несут небольшое количество мелких углистых включений. В легкие фракции попадают и прозрачные зерна, но в них в тех или иных количествах присутствуют газово-жидкостные включения и крупные включения углистого органического вещества. Такие зерна кварца, как правило, имеют плотность <2,617, редко до ~2,627 *г/см³*.

Зерна кварца с включениями тяжелых минералов. Наличие в кварце включений кристалликов циркона, турмалина, рутила, граната, биотита, пирита отмечается в более «тяжелых» фракциях. Так, в кварцевых зернах с плотностью ~2,627—2,647 *г/см³* отмечается некоторое количество зерен, несущих кристаллики этих минералов. Причем, как правило, количество таких зерен невелико; в зернах с малой плотностью включено малое количество инородных кристалликов малого размера; с увеличением плотности растет как их количество, так и размер. Наибольшее количество зерен кварца с включениями указанных минералов и наибольший размер самих включений встречаются во фракции с плотностью>2,647 *г/см³*. Можно сказать, что подавляющее большинство кварцевых зерен этой фракции имеют включения более тяжелых минералов.

Глауконитизированные зерна. Встречаются в интервале плотности $\lesssim 2{,}627$ *г/см*³. Глауконит часто заполняет трещинки в зернах кварца.

Зерна кварца микроскопически наиболее чистые. Наибольшее количество их в интервале плотности 2,637—2,647 *г/см*³. Встречаются также в интервале 2,647—2,657 *г/см*³. В интервале плотности 2,637—2,647 *г/см*³ во всех изученных кварцах находятся наиболее чистые зерна данного образца (в этом интервале сосредоточено часто ~70—80% кварца). Таким образом, настоящие эксперименты подтверждают закономерность, установленную при исследовании многих кварцев различного генезиса (Кац, Шутов, 1963; Кац, Муравьев, 1966).

Несколько замечаний о плотности разных типов зерен кварца. 1. Образцы кварца из западной части (скв. Янтарное, Переславское, Апрелевка) более загрязнены по сравнению с кварцами других частей исследованного региона (см. табл. 1). Особенно отчетливо это видно во фракциях с плотностями >2,597 *г/см*³ (см. фиг. 4, 5).

2. Как и следовало ожидать, для зерен с дефектами структуры, зерна кварца с мозаичной структурой имеют существенно меньшую плотность (от одной до нескольких сотых!) по сравнению с микроскопически чистыми зернами кварца. Концентрация таких зерен имеет одномодальное распределение по плотности (см. фиг. 9).

3. Зерна кварца с каемкой регенерации также имеют меньшую плотность, чем микроскопически чистые зерна (от одной до нескольких сотых). Это может быть обусловлено либо свойствами границы зерно — включение (например, пустотами), либо дефектами структуры самого кварца в регенерационной каемке. Однако только второй причиной такой эффект объяснить затруднительно. По-видимому, играют роль обе причины. Имеющийся экспериментальный материал еще недостаточен для суждения о характере распределения таких зерен по плотности.

4. Плотность глауконитизированных зерен кварца также меньше, чем микроскопически чистых (плотность глауконита 2,2—2,8 *г/см*³). Поскольку глауконитизация идет часто по трещинкам в зернах, то, по-видимому, в таких зернах есть и полные трещинки.

Анализ приуроченности различных типов зерен кварца к шкале плотности детализирует, за счет каких свойств зерен мы получаем ту или иную гистограмму распределения зерен по плотности (см. табл. 1). Из этих результатов следует, что наборы типов зерен всех изученных образцов кварца в данном интервале плотности очень близки между собой. Иными словами, различные образцы кварца отличаются, в основном, процентным составом зерен в данной области плотности, а не различием в них типов зерен в соответствии с более ранними исследованиями (Кац, Шутов, 1963).

Проведенные исследования мономинеральных кварцевых пород Южной Прибалтики, а также кварцев из других регионов — первые шаги в объективной характеристике обломочного кварца. Вероятно, такие же типы зерен кварца будут и в других песках и песчаниках Русской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Григялис А. А. Детальная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Южной Прибалтики и вопрос о стратиграфии нижнемеловых отложений этой территории. «Вопр. геологии Литвы», Вильнюс, 1963.

Далинкевичюс И. А. Меловые отложения Южной Прибалтики. Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. XII, Вильнюс, 1960.

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 158, 1966.

Кац М. Я., Муравьев В. И. Плотность аутигенного кварца, ортоклаза и мусковита и их высокотемпературных аналогов. В сб. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». Изд. АН СССР, 1966.

Кац М. Я., Шутов В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород. Литология и полезн. ископаемые, № 1, 1963.

Киснерюс Ю. Л. Литологические комплексы юрских и меловых (альб-сеноманских) отложений ЛитССР. Научные сообщения ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. XII, Вильнюс, 1960.

Кравцов А. М., Провоторов В. И., Сарсадских Н. Н. Измерения удельного веса минералов в единичных зернах. В сб. «Материалы по алмазам и алмазоносным районам СССР». Тр. ВСЕГЕИ, 1960.

Шутов В. Д. Обломочные полевые шпаты продуктивной толщи Азербайджана и их палеогеографическое значение. Автореф. канд. дисс. Геолог. ин-т АН СССР, 1952.

Mykolajewycz R., Kalmajs J., Smokula A. High-Precision Density Determination of Natural Diamonts. J. Appl. Physics, 35, № 6, 1964.

Геологический институт
АН СССР
Москва
Институт геологии
и географии
Вильнюс

Дата поступления
9.IX.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1967 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.311.22

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ[1]

С. И. КУЛИКОВ

Интересная и очень нужная статья Н. А. Лисицыной содержит ряд положений, являющихся, с нашей точки зрения, неприемлемыми или требующими уточнения. Во-первых, фактический материал, на который опирается в своих выводах автор, явно недостаточен или имеет ошибки. Так, в статье приводится таблица химических анализов по десяти разрезам амфиболитов (исходных пород) и в то же время нет таблицы химических анализов для коры выветривания этих амфиболитов. Автор ограничивается лишь выборочными цифрами анализов, да несколькими диаграмами по Na, Ti, Cu, S, P, Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$, Mn, Co, Zn, что далеко не является представительным. Конечно, автор волен в подборе материала, но мы полагаем, что в методической статье следовало дать читателю для обозрения весь исходный материал.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что по коре выветривания автор оперирует лишь одним «типичным» разрезом (против десяти разрезов по коренным амфиболитам). Табл. 3 химических анализов амфиболитов весьма интересная, изобилующая множеством резких колебаний в содержании элементов по разрезам,— к сожалению, почти не прокомментирована автором. Большим упущением мы считаем отсутствие данных по распределению и подвижности алюминия в коре выветривания. И это — при наличии больших колебаний в содержании алюминия в амфиболитах и в разном (по минеральным формам Al) строении нижней, средней и верхней зон профиля коры выветривания (что видно из табл. № 1 и фиг. 5).

Далеко не полный материал приведен по железу. В химических анализах амфиболитов фигурирует как Fe_2O_3, так и FeO. По коре же выветривания приведены данные лишь по $Fe^{\cdot\cdot}$ (по сидеритизированной прослойке на глубине 116,7 *м*), причем только на диаграмме и только для констатации влияния вторичной минерализации. Судя по профилю коры выветривания, которым пользуется Н. А. Лисицына (фиг. 5 и табл. 2), должен быть не один пик по железу (автор приводит по $Fe^{\cdot\cdot}$ на глубине 116,7 *м*), а по крайней мере два (другой по $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ находится на глубине 72—73,1 *м* и отвечает бурому железняку с большим объемным весом, превосходящим объемный вес сидеритизированной породы).

Видимо, неполнотой же приведенного фактического материала объясняются и недостаточные доводы автора о генезисе высоких содержаний железа и фосфора в коре выветривания. Так, на стр. 16 приведена таблица содержания элементов $Fe^{\cdot\cdot}$, Mn, Co, Zn в сидеритизированной прослойке и среднее по средней зоне профиля без этой прослойки.

	$Fe^{\cdot\cdot}$	Mn	CO	Zn
В сидеритизированной прослойке	142,13	5,1	0,761	1,68
Среднее для средней зоны без сидеритизированной прослойки	39,50	0,20	0,067	0,094

Н. А. Лисицына пишет, что: «По сравнению со средними содержаниями для данной зоны, количество каждого элемента возрастает во много раз. Привнос вещества извне здесь очевиден» (стр. 17) (курсив наш.— *С. К.*). Мы вычислили это увеличение. По $Fe^{\cdot\cdot}$ оно возросло в 3,6 раза, по Mn — в 25 раз, по Co — в 11 раз и по Zn — в 18 раз. За неимением химических анализов коры выветривания читатель может проверить выводы автора лишь по фиг. 6. При ее рассмотрении бросается в глаза следующее: сред-

[1] Критические замечания к статье Н. А. Лисицыной: «К методике геохимического изучения кор выветривания», Литология и полезные ископаемые № 1, 1966 г.

ние содержания Co и Zn по зоне не отвечают действительности, они должны быть в несколько раз больше, а следовательно, и возрастание содержания элемента в пике будет соответственно в несколько раз меньше. Непонятно, почему Н. А. Лисицына ограничилась для выведения средних содержаний элементов только узкой средней зоной? Например, по Zn (см. фиг. 6), в верхней зоне есть значительное увеличение его содержания: в 2—4 раза против выведенного автором среднего. Это, видимо, внесет еще большие коррективы в вычисления и выводы автора.

Если же возьмем только Fe^{+}, то его содержание, как сказано выше, завышено в 3,6 раза; автор считает, что здесь имеет место привнос извне. Но для сравнения обратимся к пику фосфора (фиг. 4) в той же средней зоне профиля коры выветривания: содержание фосфора в пике 1,41 *мг/см*³, а среднее содержание фосфора в этой зоне без пика —0,45 *мг/см*³, т. е. содержание фосфора в пике возросло в 3,1 раза, но здесь Н. А. Лисицына заключает: «Никакого вноса фосфора в среднюю и верхнюю зоны не происходит». Почему же в одном случае (при увеличении содержания элемента в 2,6 раза) привнос извне есть, а в другом (при увеличении в 3,1 раза) привноса извне нет? Мы полагаем, что в обоих случаях никакого веса нет, и указанные пики — это следствие не вторичной минерализации, а наличия реликтовых участков слабо выветрелого амфиболита.

По поводу вторичной минерализации Н. А. Лисицына пишет: «В коре выветривания также происходит перераспределение некоторых элементов, особенно Fe, Mn, и, кроме того, кора выветривания, перекрытая более поздними осадочными толщами, подвергается воздействию вторичной минерализации». При этом Н. А. Лисицына ссылается на свою с М. В. Пастуховой прежнюю работу, в которой, по наблюдениям авторов, под влиянием иловых вод, богатых органическим веществом, поступающим сверху, в лежащих ниже бокситах появилась вторичная минерализация в виде шамозита, сидерита и пирита (Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1961). Следовательно, в рецензируемой статье Н. А. Лисицына указывает возможную генетическую сторону вторичной минерализации в коре выветривания амфиболитов. Но обратимся к колонке профиля коры выветривания (фиг. 5 и табл. 1). Верхняя зона профиля венчается бокситами и перекрывается глинами палеогена. Если автор хотел показать влияние палеогеновых глин на появление вторичной минерализации в коре выветривания амфиболитов, нужно было не ограничиваться сидеритизированной прослойкой в средней зоне, а рассмотреть и указанные бокситы.

Недоразумения имеются также и по магнию. В средней зоне профиля коры выветривания (фиг. 5) есть магниевый пик, отвечающий прослойке слабо выветрелой породы с содержанием магния в 31,04 *мг/см*³, что во много раз больше его содержания в других породах средней зоны. Среднее содержание магния в средней зоне (с этим пиком) 7,01 *мг/см*³, без пика — 3,88 *мг/см*³. Чтобы устранить влияние неравномерности выветривания, а также вторичной минерализации на распределение элементов в профиле коры выветривания, Н. А. Лисицына рекомендует два метода подсчета. При первом методе из подсчета исключают реликты слабо выветрелой породы и участки вторичной минерализации и вычисляют средние значения для каждой зоны профиля. При втором методе из подсчета исключают только участки вторичной минерализации, а оставшиеся анализы располагают последовательно по степени выветрелости пород; затем, на построенном идеальном профиле намечают зоны и для каждой из них вычисляют средние значения. Для иллюстрации автор приводит эти вычисления по Mg и Mn в табл. № 4. Прокомментируем данные по магнию. Во-первых, в этой таблице есть ошибки. Так, среднее для средней зоны (по первому методу) должно быть, по словам автора, 3,88 (см. стр. 14 рецензируемой статьи), но в таблице стоит 2,01 (фактически же оно равно 2,04). Где же истина?

Среднее по Mg для амфиболитов (по второму методу) показано 130,03, но для того, чтобы получилось это среднее, нужно, чтобы в частных значениях стояли цифры не 32,21, а 132, 21 и не 27,84, а 127,84. Досадные опечатки!

Остановимся на сущности предлагаемого автором метода построения идеального профиля коры выветривания на основе подбора анализов (образцов) по степени выветрелости, вне зависимости от их местоположения. Это построение служит Н. А. Лисицыной средством устранения влияния пестроты в химическом составе коры выветривания, а также для определения степени устойчивости элемента к выносу, или степени его подвижности. По этому поводу можно высказать следующие соображения: участки вторичной минерализации, конечно, нужно устранять; реликтовые участки менее выветрелых пород следует учитывать, так как устранение их не даст возможности выяснить реальный ход процессов выноса элементов. Если мы воспользуемся не одним разрезом профиля коры выветривания, как это делает автор, а хотя бы двумя, то приняв в первом разрезе нормальный профиль, т. е. нормальное развитие процесса выветривания, а во втором разрезе профиль с наличием реликтов, увидим, что в первом разрезе реальная подвижность, или вынос элементов, будет иметь один вид, а во втором — другой. Изъяв, по совету автора, из второго разреза реликтовые участки, получим искажение действительного распределения элементов и хода геохимических процессов в нем.

Составлять «идеальный» профиль ошибочно, так как в стремлении добиться постепенности в изображении хода развития геохимических процессов в коре выветривания, а также в стремлении исчисления средних значений концентраций элементов по зонам профиля мы затушуем истинные природные соотношения, подобно рассмотренному выше изъятию из профиля реликтовых участков.

Н. А. Лисицына пишет: «Поскольку все элементы в той или иной степени выносятся из коры выветривания, естественно ожидать, что средние их содержания в разных зонах, пересчитанные на единицу объема, будут уменьшаться последовательно от коренных пород к верхней зоне, наиболее сильно измененной», и далее: «В некоторых случаях присутствие останцов слабо выветрелых пород повышает среднее содержание элементов в какой-либо зоне настолько, что эта закономерность нарушается» (стр. 14 и 16).

Природные процессы очень многообразны, и как раз аномальные случаи представляют большой интерес для изучения. И совершенно нет нужды втискивать их в прокрустово ложе идеального профиля. К тому же миграционная способность элементов выявляется не на одном профиле коры выветривания, а на многих. Нам кажется, что не следует смущаться тем обстоятельством, что в одних случаях элементы показывают слабую подвижность, а в других эти же элементы при определенных условиях — большую подвижность. Так и должно быть, если учитывать многочисленные параметры зоны гипергенеза, такие, как климат, pH, Eh, гидрогеологические условия, генезис исходной породы, структурно-текстурные соотношения и т. д., т. е. все то, что определяет разнообразие геохимических процессов. Геохимия гипергенеза только становится на ноги, и имеющиеся в литературе указания на отклонения в ряде случаев от миграционной схемы Б. Б. Полынова — А. И. Перельмана вполне естественны. Все это в совокупности является пока что материалом для построения в будущем более детальной схемы миграции элементов, работы на этом поприще предстоит много.

Для иллюстрации непригодности составления «идеального» профиля используем цифровые показатели автора по магнию (табл. 4). Возьмем три варианта: первый — нормальный, без реликтов, второй — с реликтом в средней зоне (пик с содержанием Mg 31,04 *мг/см*³) и третий идеальный профиль, в котором все образцы расположены по степени выветрелости (сортировка анализов автора произведена нами в точном соответствии с методикой Н. А. Лисицыной). В таком случае средние содержания магния по зонам будут следующими:

Варианты	Исходные породы	Зоны выветривания		
		нижняя	средняя	верхняя
1-й	130,03	10,82	2,04	1,35
2-й	130,03	10,82	5,67	1,35
3-й	130,03	30,03	4,18	1,03

Комментируем. Первый вариант показывает соотношения при нормальном развитии коры выветривания. Второй — с реликтом в средней зоне — отличается от первого варианта повышенным средним в средней зоне, т. е. отражает природную обстановку. Третий вариант — искусственная подборка «идеального» профиля. Магниевый пик попал в нижнюю зону, вследствие чего здесь резко увеличилась средняя концентрация магния. Полученные соотношения в третьем варианте далеки от действительности.

Н. А. Лисицына дает некоторые рекомендации по устранению влияния неравномерности распределения элементов в исходной породе, с которыми можно отчасти согласиться. Во-первых, достаточное количество образцов нужно отбирать не только от исходных пород, но и из коры выветривания, причем из нескольких разрезов для получения средневзвешенных значений концентраций элементов на большей или меньшей площади. Во-вторых, оперировать нужно не только средними значениями, но также и аномальными единичными.

Н. А. Лисицына считает, что основным методом геохимического исследования кор выветривания должен стать метод абсолютных масс, где содержания вещества распространяются на определенные объемы пород. Этот метод широко применяется Н. М. Страховым при анализе современных осадков и осадочных пород. Не отрицая преимуществ этого метода перед другими, упомянутыми автором, можно указать еще некоторые, выпавшие из поля зрения автора и имеющие тесное отношение к геохимическим исследованиям кор выветривания. Это, во-первых, старый метод Б. Б. Полынова, заключающийся в сравнении среднего состава первичных массивно-кристаллических пород со средним составом минерального остатка речных вод, дренирующих область распространения этих пород. В последнее время этот метод модернизирован А. И. Перельманом. Затем превосходный метод А. П. Виноградова, состоящий в вычислении так называемого коэффициента пропорциональности для пар, близких по физико-химическим свойствам элементов. Отношения пар химических элементов позволяют судить об относительной миграционной способности отдельных элементов. Видимо, следует еще раз разобраться в достоинствах и недостатках каждого из приведенных методов.

В статье имеется ряд мелких ошибок. Так, в табл. 1, мощность нижней зоны коры выветривания 12 *м*, а в тексте над этой таблицей мощность этой же зоны 14 *м*.

В табл. 3, суммарное содержание химических элементов в амфиболите разреза 5 явно завышено и составляет 107,86%. Видимо, ошибка в анализе, причем по высокому содержанию Fe_2O_3 (11,30%), можно полагать, что это — кора выветривания, а не свежий амфиболит.

Следует также отметить излишнее увлечение автора иностранной терминологией. Так, вместо известного слова «устранять», автор вводит новый термин «элиминировать», затем, вместо известного слова «сопряженный», автор вводит «симбатный». Можно превосходно обходиться старыми словами, тем более, что новые термины затрудняют понимание статьи и заставляют читателя тратить время на их расшифровку.

Новочеркасский политехнический институт

Дата поступления 26.V.1966 г.

УДК 551.311.22

ОТВЕТ НА КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ С. И. КУЛИКОВА

Н. А. ЛИСИЦЫНА

За исключением общей положительной оценки моей работы «К методике геохимического изучения кор выветривания» (Литология и полезные ископаемые, № 1, 1966), статья С. И. Куликова «К вопросу о методике геохимического изучения кор выветривания» содержит только критические замечания. Они разделяются на две группы. К первой группе относятся формальные замечания, касающиеся неточности арифметических расчетов, ко второй — замечания по существу. С. И. Куликов взял на себя нелегкий труд заново пересчитать весь приведенный в статье цифровой материал. В результате этого ему удалось выявить несколько арифметических ошибок и три опечатки, которые он совершенно справедливо называет досадными. Согласившись с этой оценкой, остановимся на другой группе замечаний С. И. Куликова, которые затрагивают существо рассмотренных в статье вопросов.

Первое серьезное обвинение, предъявляемое нам, состоит в том, что «фактический материал, на который опирается в своих выводах автор, явно недостаточен, или имеет ошибки». Это обвинение, по крайней мере первая его часть, показывает, по нашему мнению, что рецензент не очень отчетливо представляет себе задачи, которые ставятся в методической статье. В данном случае эти задачи сводятся к тому, чтобы показать некоторые методы и приемы геохимического изучения кор выветривания, и в особенности количественной оценки подвижности элементов в элювиальном процессе.

Весь фактический материал, приведенный в статье, подчинен только этой задаче. В ней приводятся графики, показывающие распределение по профилю выветривания только некоторых элементов, а именно тех, которые наиболее отчетливо иллюстрируют положения, выдвигаемые в работе. Например, показывая влияние характера распределения элементов в исходной породе на их содержание в коре выветривания, мы поместили графики распределения меди и серы в амфиболите и коре его выветривания. На графиках отчетливо видно, что связь этих элементов, которая существовала в исходной породе, наследуется и выветрелой толщей. Влияние неравномерности первичного распределения некоторых элементов на их поведение в продуктах выветривания весьма показательно для фосфора, график распределения которого в элювии амфиболитов мы также приводим. На этом графике хорошо видно, что в ряде случаев неравномерное распределение элемента в исходной породе сохраняется в продуктах выветривания. Однако не только фосфор неравномерно распределен в исходном амфиболите. Содержание ряда более распространенных, так называемых породообразующих элементов колеблется от участка к участку исходной породы, что отражается на их распределении в коре выветривания.

Чтобы показать, каковы размеры этих колебаний в свежей породе, мы продемонстрировали в табл. 3 химические анализы амфиболитов и некоторых других пород. При этом пришлось воспользоваться многими анализами по профилю протяженностью около полукилометра (первые пять анализов) и данными для образцов отдельных разрезов (анализы 6—10), что давало возможность сравнивать образцы, отстоящие друг от друга на расстояниях от 0,5 до 400 *м*.

С нашей точки зрения, предложенные читателю цифры вполне отчетливо подтверждают существование значительных колебаний (не говоря уже о малых) в содержании породообразующих элементов в коренной породе, таких, как Si, Al, Fe и др. Таким образом, табл. 3 отвечает поставленной задаче.

Что касается влияния исходных колебаний элементов в коренной породе на их распределение в продуктах выветривания, то оно рассматривается на примерах отдельных элементов,— в частности, приведенных выше. В методической статье нет необходимости и возможности прослеживать судьбу всех этих элементов в коре выветривания на большом материале. Влияние вторичного перераспределения элементов в уже сфор-

мировавшемся профиле выветривания показано на графиках двухвалентного железа, марганца, кобальта, цинка. Фактический материал статьи представлен табл. 2 и 3, а также графиками распределения в толще элювия десяти элементов: Na, Ti, Cu, S, P, Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$, Mn, Co, Zn, как справедливо отметил С. И. Куликов. И это не потому, что «автор волен в подборе материала», а потому, что именно эти десять элементов оказались наиболее показательными для подтверждения выдвинутых в статье положений. Кстати, абсолютно неясно, какое именно количество элементов С. И. Куликов считает «достаточно представительным»: десять, пятнадцать или всю периодическую систему Менделеева? Принимая во внимание сказанное выше, хочется отметить, что С. И. Куликов совершенно напрасно считает «большим упущением» отсутствие в статье данных по алюминию, точно так же, как и отсутствие данных по трехвалентному железу. Рассматривать их в этой статье не входило в наши задачи. Эти и многие другие данные изложены в специальной работе, посвященной не вопросам методики, а результатам изучения коры выветривания основных пород (Труды VII Всесоюзного литологического совещания, которые находятся в печати). Так обстоит дело с подбором и количеством фактического материала, приведенного в статье. Остается вторая часть обвинения: С. И. Куликов считает, что фактический материал в ряде случаев ошибочен. Он не согласен, например, с нашей трактовкой генезиса аномально высоких содержаний двухвалентного железа и фосфора в отдельных участках выветрелой толщи.

В результате тщательного изучения вещественного состава бокситов и подстилающей их коры выветривания в Казахстане нами (Лисицына и Пастухова, 1961), а также другими авторами (Куземкина, 1962; Бенеславский, 1962) были описаны в тех и других породах вторичные концентрации двухвалентного железа, возникающие в связи с сидеритизацией этих пород. Железо в них частично привнесено. В коре выветривания амфиболитов содержание двухвалентного железа во вторично сидеритизированном прослое средней зоны более чем в три раза превышает среднее содержание в этой зоне. Примерно во столько же раз возрастает количество фосфора в отдельных максимумах. Исходя из этого случайного совпадения, С. И. Куликов полагает, что «в обоих случаях никакого вноса нет и указанные пики есть следствие не вторичной минерализации, а наличия реликтовых участков слабо выветрелого амфиболита». К счастью, у нас имеется серьезное преимущество перед С. И. Куликовым: исходные и выветрелые породы мы изучали микроскопически. При этом как раз и было установлено, что пики $Fe^{\cdot\cdot}$ соответствуют породам, в которых под микроскопом наблюдаются сферолиты и прожилки вторичного сидерита, а пики фосфора характерны для пород, обогащенных апатитом. Эти конкретные факты делают в данном случае предположения С. И. Куликова излишними и просто неверными. По отношению же к их автору нам кажется уместным применить его собственное замечание о недостаточности у него фактического материала для таких ответственных выводов.

Следующее замечание С. И. Куликова, на котором следует остановиться, это его критика предложенного нами метода подсчетов подвижности элементов в коре выветривания вторым способом. Сущность метода изложена в статье (Лисицына, 1966). Чтобы подсчитать, какое количество каждого элемента выносится на каждой стадии выветривания, все образцы располагаются последовательно по степени их выветрелости, независимо от реального нахождения в профиле коры. Для разных частей такого профиля, соответствующих определенным стадиям выветривания, высчитываются средние содержания с тем, чтобы в какой-то мере снять влияние неоднородности распределения элементов в исходной породе. Вторично измененные породы из расчета изымаются. С последним предложением С. П. Куликов согласен. Возражение же его состоит в том, что «участки менее выветрелых пород следует учитывать, так как устранение их не дает возможности выяснить реальный ход процессов выноса элементов». И далее: «Природные процессы исключительно многообразны... и совершенно нет нужды втискивать их в прокрустово ложе идеального профиля».

Итак, предлагается не смущаться тем, что в одном профиле, нормальном, породы располагаются последовательно от свежих до наиболее выветрелых, в другом — на разных уровнях имеются реликты слабо выветрелых пород. Считать их предлагается одинаково, несмотря на то, что в двух соседних разрезах при одних и тех же климатических и других условиях получатся при этом разные значения подвижности элементов. Правильно ли это? По-видимому, нет. Суть же в том, что С. И. Куликов не различает две совершенно разные задачи, стоящие перед геохимиком, изучающим количественную сторону выноса элементов при выветривании. Одна из этих задач состоит в определении подвижности элементов на каждой стадии выветривания пород в определенных физико-географических условиях, вторая — расчет баланса вещества, выносимого из какого-либо района развития коры выветривания или даже реального профиля. Коротко остановимся на каждой из этих задач.

В первом случае нам необходимо рассчитать, какая часть элемента от содержания в исходной породе выносится на определенной стадии выветривания и сколько остается в его продуктах. Сопоставление этих данных для элювия разных пород и разных климатических областей позволит в дальнейшем выявить общие закономерности поведения элементов в процессе выветривания. Представим себе, что в профиле выветривания основных пород, например лабрадоритов, выделяются две зоны: нижняя монтмориллонитовая и верхняя каолинитовая. Каждая из этих зон отражает определен-

ную стадию развития коры. Нам необходимо определить, во-первых, какая часть исходного содержания каждого элемента выносится на первой стадии, то есть при разложении породы до монтмориллонита, во-вторых, какая часть выщелачивается на второй стадии в процессе дальнейшего преобразования монтмориллонитовых глин в каолинитовые. В том случае, если порода выветривалась равномерно, мы можем подсчитать среднее содержание элемента в каждой из двух зон и сравнить эти средние с содержанием в исходной породе.

Но представим себе, что среди монтмориллонитовых глин сохранились останцы слабо выветрелого лабрадорита. В этом случае, сравнивания средние содержания по зоне с содержанием в исходной породе, мы не сможем количественно охарактеризовать вынос элементов, соответствующий стадии образования монтмориллонитовых глин. Мы получим данные о выносе элементов при частичном выветривании лабрадорита в данном конкретном разрезе. Эти цифры будут зависеть от размеров и количества реликтовых участков, а также от того, в какой степени они изменены в том или ином разрезе. Даже в двух соседних разрезах данные могут отличаться друг от друга и, следовательно, будут несопоставимы. Иными словами, для решения первой задачи — количественной характеристики выноса элементов на разных стадиях процесса выветривания — необходимо устранить пестроту строения выветрелой толщи, связанную с неравномерностью процесса выветривания, и в первую очередь исключить из расчетов реликтовые участки слабо измененных пород. Для этого приходится идти двумя путями, которые описаны в обсуждаемой методической статье (Лисицына, 1966).

Другое дело — подсчет общей суммы или баланса элементов в конкретном регионе или разрезе выветрелой толщи. Для решения этой задачи требуется рассчитать вынос элементов из каждой зоны коры выветривания и из многих ее разрезов независимо от строения коры и, в частности, присутствия или отсутствия реликтов слабо выветрелых пород.

Решение такой задачи может оказаться необходимым, например, при изучении рудных накоплений в связи с элювиальным процессом. При подсчете баланса нужно учитывать все разновидности пород, слагающих данную зону. Необходимо учитывать также и мощность каждой зоны. Поэтому для подсчета общей суммы или баланса вещества, вынесенного из какого-либо региона коры выветривания, должна быть использована серия вертикальных разрезов, количество которых определяется степенью изменчивости состава пород, их мощностей и т. д.

Если бы С. И. Куликов, настаивая на необходимости учитывать при геохимических расчетах и слабо выветрелые породы, имел в виду подсчет общей суммы или баланса вещества в коре выветриваний какого-либо региона или даже в определенном профиле выветривания, мы бы охотно с ним согласились. Но для поставленной в статье задачи определения подвижности элементов на разных стадиях элювиального процесса рекомендованный им подход непригоден.

Посмотрим теперь, что представляет собой его иллюстрация «непригодности составления идеального профиля». Пользуясь цифрами табл. 4 по магнию (стр. 16 статьи Н. А. Лисицыной, 1966), С. И. Куликов приводит три варианта расчетов средних содержаний элементов в разных зонах коры выветривания амфиболитов (*мг/см*^{3}):

Варианты	Исходные породы	Зоны коры выветривания		
		нижняя	средняя	верхняя
1-й	130,03	10,82	2,04	1,35
2-й	130,03	10,82	5,67	1,35
3-й	130,03	30,03	4,18	1,03

Первый вариант добросовестно переписан им из табл. 4 и представляет собой первый вариант предлагаемых нами расчетов с изъятием реликтов слабо выветрелых пород в средней зоне. (Опечатка в таблице, 2.01 вместо 2,04, исправлена Куликовым). Во втором варианте даны средние содержания по зонам реального профиля. Благодаря присутствию реликта исходной породы в средней зоне среднее содержание в ней магния (5,67 *мг/см*^{3}) возрастает более чем в 2,5 раза. Наконец, в третьем варианте, который С. И. Куликов называет «искусственной подборкой» «идеального профиля», он перенес максимум магния (31,04 *мг/см*^{3}) из средней зоны в нижнюю и этим ограничился, по-видимому, считая, что «сортировка анализов автора произведена»,— как он говорит,— «в точном соответствии с методикой Н. А. Лисицыной». На самом деле никакого соответствия здесь нет. При составлении «идеального» профиля коры выветривания амфиболита мы отнесли слабо измененные реликты исходных пород из средней зоны в нижнюю, к слабо выветрелым породам, затем выделили выветрелые породы и сильно выветрелые, пользуясь данными микроскопии, рентгена и термического анализа. При этом максимум магния из средней зоны «попал в нижнюю» (слабо выветрелые породы), как правильно отметил С. И. Куликов. Однако в то же время из нижней зоны мы перенесли в верхнюю (сильно выветрелые породы) нулевое содержание магния, поскольку оно отвечало породе, измененной до каолинита (сильно выветрелая порода). Поэтому мы получили среднее для магния слабо выветрелых пород (нижняя зона) 15,25 *мг/см*^{3}, а не 30,03 *мг/см*^{3}, как С. И. Куликов, который ограничился тем, что

механически перенес максимальное содержание магния из средней зоны в нижнюю. Для выветрелых и сильно выветрелых пород мы также получили другие значения, чем С. И. Куликов, вполне сопоставимые с результатами пересчетов по первому варианту (см. табл. 4).

Остановимся еще на последнем из замечаний С. И. Куликова, касающемся методов геохимического исследования коры выветривания. Он отмечает два метода якобы «выпавшие из поля зрения автора», а именно: «старый метод Б. Б. Полынова» и затем «превосходный метод» А. П. Виноградова. Относительно метода Полынова — Перельмана следует сказать, что он дает возможность определять миграционную способность элементов, однако его применение ограничивается современными процессами и затруднительно для древних, поскольку в основу метода положено сравнение среднего состава породы со средним составом минерального остатка природных вод. Метод А. П. Виноградова, основанный на сравнении пар близких по физико-химическим свойствам элементов, успешно применялся им и его сотрудниками (А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский, 1952 и др.). Для решения нашей задачи, которая состоит в количественном определении подвижности каждого изучаемого элемента в элювиальном процессе, лучшим способом является, по-видимому, сравнение абсолютных количеств каждого элемента в разных зонах элювия с абсолютным количеством этого элемента в исходной породе. Определение относительной подвижности да к тому же сходных в химическом отношении элементов вряд ли может здесь помочь.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
27.VI.1966

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА, Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, Н. В. ЛОГВИНЕНКО, А. Б. РОНОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (ответственный секретарь), В. С. ЯБЛОКОВ

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA, G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, N. V. LOGVINENKO, A. B. RONOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Secretary), V. S. YABLOKOV.

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/II-1967 г. Т-03979. Подписано к печати 3/IV-1967 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 6581. Формат бумаги 70×108 1/16. Бум. л. 4 1/2. Печ. л. 12,6+4 вкл. Уч.-изд. листов 16,0.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

Во второй половине 1967 года выходит в свет книга:

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

Труды VII Всесоюзного литологического совещания
Под редакцией академика Н. М. Страхова

Сборник содержит ряд оригинальных докладов советских и зарубежных специалистов-литологов, открывающих новую страницу в развитии науки об осадочных породах.

Значительное внимание в книге уделено вопросам миграции и концентрации элементов в корах выветривания, в реках, в илах морских водоемов. Для сравнения приводятся результаты литолого-геохимических исследований эффузивно-осадочных образований.

Большой раздел сборника посвящен описанию закономерностей размещения и исследованию условий образований осадочных руд меди, свинца, цинка, а также редких и радиоактивных элементов.

Книга содержит ценный фактический материал и крупные теоретические обобщения; она является хорошим пособием для лиц, изучающих процессы осадочного породо- и рудообразования.

Объем книги 40 л.

Ориентировочная цена 2 руб.

На книгу принимаются предварительные заказы.

Заказы можно оформить в магазинах «Академкнига» и книготоргов. Предварительные заказы экономят время и гарантируют приобретение книги. Заказ можно сделать лично или по почте — открыткой.

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» «Академкнига»; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 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; ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, проспект Октября, 129; Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 41; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»