



ЛИТОЛОГИЯИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1976

NUTONOTUS NUTONO

журнал основан в 1963 году выходит 6 раз в год москва 6 НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ 1976

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли Н. А. Лисицына, Г. Ю. Бутузова, О. А. Дворецкая. Донные осадки на профиле	
через Тихий океан	3
А. В. Солдатов, Г. С. Харин, Е. М. Емельянов, Ю. М. Сенин. Современные терригенно-вулканогенные минералогические провинции Атлантического океана. Т. Н. Соколова, В. А. Дриц, А. Л. Соколова, К. А. Степанова. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соле-	6
носных отложений купола Индер	9
О. Г. Эпштейн. Механизм образования слоистости в верхнепермских отложениях южной части Яно-Колымской складчатой области	10 1
Г. К. Керимов, И. Э. Эфендиев. О распределении и генезисе глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана	12
Г. Ф. Рожков. Коэффициенты асимметрии и вариации гранулометрического состава осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации	13
Краткие сообщения	
В. И. Муравьев. Парагенезы пород глауконитово-кремнистой формации	15 15
Баренцева моря	16
Методика	
М. Я. Кац, Е. Ф. Долгопольская. Анализ гетерогенности кварца в зернах методом ступенчатого изменения плотности жидкости	16
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1975 г.	17
Содержание журнала за 1976 год .	17

[©] Издательство «Наука»,

6

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

NOVEMBER - DECEMBER 1976

CONTENTS

437.

N. M. Strakhov. On types of lithogenesis in the oceanic sector of the Earth	3					
N. A. Lisitsina, G. Yu. Butuzova, O. A. Dvoretskaya. Bottom sediments on the profile through the Pacific Ocean	31					
M. A. Glagoleva, V. A. Kannov, Yu. P. Parakhoni, T. A. Yagodinskaya. Chemical elements in sediments of the Pacific northeast.	47					
A. V. Soldatov, G. S. Kharin, E. M. Yemelianov, Yu. M. Senin. Recent terrigene-volcanogenic mineralogical provinces of the Atlantic Ocean	67					
gical characteristics and formation conditions of leucophyllite from salt-bearing	80					
V. M. Mikhailov. Time and conditions of formation of lateritic covers of the Earth's recent tropical zone	96					
O. G. Epshtein. Mechanism of forming the lamination in Upper Permian deposits of the southern part of the Yano-Kolyma folded area	105					
 T. A. Divina, R. G. Matukhin, P. N. Sokolov. Strontium content in Devonian deposits of the Norilsk region (Northwest of the Siberian platform) G. K. Kerimov, I. E. Efendiev. On distribution and genesis of clay minerals in se- 						
dimentary formations of Daghestan G. F. Rozhkov. Asymmetry coefficients and variations of the granulometric compo-						
sition of sediments — indicators of microfacies conditions of sedimentation .	137					
Short communications						
V. I. Muraviev. Parageneses of rocks of the gluconite-siliceous formation. G. A. Tarasov. On the initial stage of rounding sand grains in the littoral zone of	151					
the Barents Sea	159 163					
Methods						
M. Ya. Kats, E. F. Dolgopolskaya. Analysis of heterogeneity of quartz in grains by method of the stey-like change of liquid density	167					
						
On the industrial development of mineral reserves	171					
Contents of the journal for 1976 .	173					

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.557.11

К ВОПРОСУ О ТИПАХ ЛИТОГЕНЕЗА В ОКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ ЗЕМЛИ

H. M. CTPAXOB

За пределами локальных участков вулканизма осадкообразование в океанах принадлежит единственному типу литогенеза, коренные и решающие признаки которого заставляют выделять его в особый осадочный океанский тип литогенеза. Аридный и ледовый типы, столь характерные для литогенеза континентального блока, в океанах отсутствуют. По меридиану океанское осадкообразование образует две температурных модификации: высокоширотную с низкой температурой, где обычные осадки несколько засорены грубым материалом, приносимым льдом, и менее сортированы; и низкоширотную (тропическую), отличающуюся повышенной карбонатностью отложений и их магнезиальностью. В осадочный океанский тип вкраплен вулканогенно-осадочный тип.

Таким образом, на всей поверхности Земли сейчас и в фанерозое вообще обособляются пять типов литогенеза: ледовый, гумидный и аридный на континентальном блоке, осадочный океанский в океанском секторе Земли; вулканогенно-осадочный развит в обоих секторах, притом в эксплозивной и эксгалятивной модификациях, возможно, варьирующих по своим признакам в океанах и на континентальном блоке.

І. К ИСТОРИИ ВОПРОСА

В 1956 г. автором этих строк была предложена схема четырех типов осадочного процесса на континентальном блоке: ледового, гумидного, аридного и вулканогенно-осадочного. В монографиях 1960—1962 и 1963 гг. схема эта была детально разработана и превращена в теорию фанерозойского литогенеза на блоке. Как соотносится океанское осадкообразование с осадочным процессом на блоке, автору было тогда неясно, и он воздержался от обсуждения вопроса. Но на карте типов современного осадкообразования в океане все же были выделены две резко различных области: районы осадочно-вулканогенного процесса, ограниченные по площади, и остальная область океанов, преобладающая территориально; по характеру осадкообразования она имела ряд черт, сходных с гумидным типом, и автор молчаливо так и трактовал его.

Но по мере дальнейшего изучения океанского литогенеза, вне областей вулканизма, выяснились новые существенные черты, которые не укладывались в понимание его как гумидного типа. Окончательному решению вопроса мешала неясность: насколько значительна роль в формировании пелагических отложений эксгалятивных процессов и насколько далеко от центров вулканических извержений простирается влияние пирокластики на осадкообразование. Без предварительного решения этих кардинальных вопросов серьезная теоретическая работа над океанским литогенезом была просто невозможна. Существовали «вулканическое» и «нептуническое» направления, которые десятилетиями находились в противоборстве без какого-либо окончательного решения. В таких условиях вопрос о типе осадкообразования на огромной площади

океанов, вне зон вулканизма, повисал в воздухе; он был недоступен объективному анализу. Требовалась предварительная работа по выяснению реальной роли вулканизма в океанской седиментации. Именно этой задаче и была посвящена работа автора этих строк, как только он с 1969 г. вплотную занялся океанской седиментацией.

Постепенно зыяснились два обстоятельства, имеющие фундаментальное значение. Удалось показать, что железо-марганцово-титановый модуль $\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Ti}}$ является надежным критерием для распознавания наличия

(или отсутствия) в океанском осадке эксгаляций (Страхов, 1974, 1975). При значениях его <25 эксгаляции отсутствуют, при значениях >25, особенно когда модуль выражется десятками и сотнями единиц (до 1300), эксгаляции присутствуют, и в тем большей степени, чем выше модуль. На подавляющей части океанского дна модуль <25 и, стало быть, эксгаляций на ней нет, они достоверно существуют только на участках срединно-океанических хребтов. С другой стороны, выяснилось, что пирокластика имеет существенное значение в определении литологического облика осадка и его геохимии только в ближайшем соседстве с центрами эксплозии и в грубозернистых пирокластических осадках. При удалении от вулканического очага и при переходе к тонкозернистым глинистым осадкам влияние пирокластики резко убывает и становится неуловимым химически (Страхов, Нестарова, 1968; Грамм-Осипов и др., 1973; Лисицына и др., 1975).

Эти факты создали прочную основу для теоретического исследования океанских отложений вне зон влияния вулканизма и сделали возможным выяснение на этой территории типовых особенностей осадкообразования. Оказалось, что особенности эти таковы, что исключают предполагавшуюся ранее автором трактовку океанской седиментации как гумидного типа и заставляют рассматривать ее как особый океанский тип литогенеза, противопоставляемый вулканогенно-осадочному. Ниже дается краткая характеристика типовых особенностей океанского типа.

II. ТИПОВЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДОЧНОГО ОКЕАНСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

1. Огромность площади, на которой идет седиментация, и связанные с этим ее особенности

Площадь океанов колеблется от $179,70\times10^6$ у Тихого до $71,9\times10^6$ км² у Индийского. Это на 1-2 порядка превосходит размеры самых крупных современных водоемов континентального блока; резко больше и их средняя глубина. С огромными размерами теснейшим образом связана исчезающая малая скорость осадочного процесса в пелагиали океанов, особенно в конгергентных субтропических халистазах II+III, где скорости на больших площадях бывают 1-3 мм в 1000 лет и даже — <1 мм. С такой замедленностью связана еще и другая черта — прерывистость осадочного покрова, т. е. появление на океанском дне участков, где современное осадкообразование отсутствует. По данным П. Л. Безрукова, в Тихом океане на каждые 100-1000 км² приходится по крайней мере один участок обнаженного дна неопределенных размеров; то же в менее яркой форме свойственно Индийскому и Атлантическому океанам. Причиной чаще всего являются неровность дна, подводные вулканические горы и воздействие на осадок придонных течений.

Бедность планктоном пелагической области океана, особенно халистаз II+III, порождает исчезающе малые содержания $C_{\rm opr}$ в илах — 0.1-0.25%. К тому же это вещество, пройдя огромный слой воды в 3— $6~\kappa$ м мощностью, сильно разрушено и представлено только наиболее стойкими нереакционноспособными компонентами. Поэтому редукционные процессы, столь типичные для осадков гумидных водоемов, в океа-

нах сохраняются только по периферии их, в циркумконтинентальной полосе, в пелагиали же резко подавлены и практически отсутствуют, особенно в осадках II+III халистаз. Эвпелагические красные глины океанов окислены, в них присутствуют только Mn^{4+} и Fe^{3+} , это красноцветные фации океанских отложений, которые в таком виде отсутствуют в отложениях современных гумидных водоемов континентального блока.

Ничтожная скорость осадкообразования в пелагиали и резко окисленный тип отложений порождают здесь весьма специфическое течение постседиментационных процессов, которое не позволяет применить к нему ту схему стадийности, которая разработана для восстановленных осадков обычных гумидных водоемов и даже для периферии самих океанов. Стадия раннего диагенеза здесь неотличима от стадии диагенеза позднего и даже от раннего катагенеза, они как бы слиты.

Огромные размеры океанов обусловили чрезвычайно далеко зашедшее фракционирование материала, поступающего с водосборов, и сильное обогащение пелагических илов Fe, Mn и микроэлементами, ни в каком бассейне континентального блока не достигающее такой интенсивности. Специфическими образованиями в пелагической зоне океанов являются окисные Fe—Mn-стяжения, отсутствующие в пелагиали водоемов континентального блока.

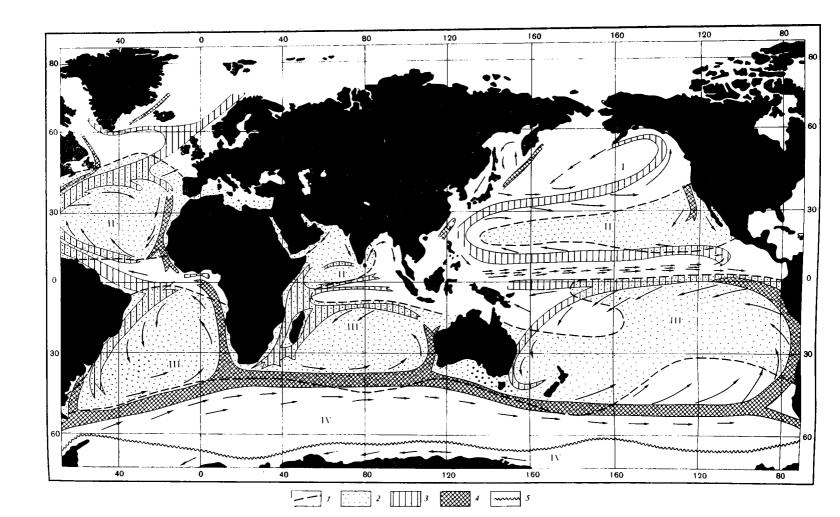
В зародышевой форме все эти особенности седиментации можно проследить в самых крупных водоемах континентального блока, но в океанах они достигают столь яркого количественного выражения, что придают их седиментации новое качество и заставляют выделять особый океанский тип литогенеза, противопоставляемый всем типам литогенеза континентального блока.

2. Решающая роль гидродинамического режима поверхностных слоев воды в формировании осадков

Весьма важную черту океанов составляет сложный гидродинамический режим их водной массы и его решающее влияние на распределение на дне компонентов осадков и, стало быть, образование разных их литологических фаций (фиг. 1).

С точки зрения воздействия на осадочный процесс, в океанах следует различать два типа участков: активные, характеризующиеся не только разнообразием, но и интенсивностью горизонтальных и вертикальных движений воды, большой ее кинетической энергией, и пассивные, в которых движения водной массы резко ослаблены и обладают несравненно меньшей кинетической энергией. К числу первых принадлежат геострофические циркулярные течения и движения воды в примыкающих к ним площадях шельфа, ко вторым — халистатические области.

Общая схема крупных активных зон в океанах в общих чертах сейчас выяснена (см. фиг. 1). Между 50° с. ш. и 50° ю. ш она слагается из двух Первый — меридиональный; это циркумконтинентальная зона, протягивающаяся вдоль побережья всех континентов и отвечающая их шельфу и отрезкам циркулярных течений, пролегающих вдоль континентального склона, глубоководных желобов, а также несколько мористее их. Второй элемент — широтный, три пояса поперечных океанских течений связывающих меридиональные активные зоны: а) экваториальный, слагающийся из северного пассатного течения, экваториального противотечения и южного пассатного течения, вместе взятых; б) северный пояс, отвечающий Северотихоокеанскому течению и Гольфстриму (в широком смысле) в Атлантическом; в) южный пояс, в который объединяются широтные части южных циркулярных Севернее описанной активной системы — в Северном Ледовитом океаобособленный антициклонический круговорот. не — локализуется



Южнее — циклонический круговорот между южным поясом и Антарктилой.

В крупных ячеях описанной активной водной системы располагаются огромные нассивные участки — халистазы. Основной признак их — ослабление поверхностных течений, доходящее в центре почти до полной горизонтальной неподвижности воды. Направление течений повторяет направление оконтуривающих халистазы геострофических потоков с характерными отклонениями.

В халистазах, обрамленных антициклоническими круговоротами течений с их центростремительными силами, возникают конвергентные движения водной массы к центру халистазы. Здесь образуется избыточное накопление водных масс и опускание их на глубину; по периферии же конвергентных халистаз происходит подъем воды, компенсирующий опускание в срединной полосе халистаз (Степанов, 1974).

В халистазах, обрамленных циклоническими круговоротами течений, с их центробежными силами, происходит отток водной массы из центральных частей к периферии; в центре образуется динамическая ложбина, на пополнение котрой идет вода из глубин или дивергенция; по периферии же халистазы, наоборот, возникает компенсационное погружение водных масс (Степанов, 1974).

Добавим, что движения воды в циркумконтинентальной активной зоне и в широтных поясах захватывают не только поверхностный слой водной массы (0—250 м), но и промежуточный (мощностью от 600—800 до 1200—1400 м), частично даже глубинные воды, так что в целом это огромная, мощная (до 2000 м и больше) машина, разносящая осадочный материал в океанах. Скорости движения воды у нее максимальны в поверхностном слое, убывают с глубиной. Для краткости мы будем называть в дальнейшем всю эту систему поверхностным активным слоем.

По сложности своей описанная океанская система далеко превосходит то, что имеется в водоемах континентального блока. И хотя следы воздействия гидродинамического режима на осадочный процесс можно наблюдать и у более крупных водоемов континентального блока, но влияние его здесь проявляется в ослабленной форме из-за меньшей водной массы и из-за сильного воздействия геоморфологии разных частей водосборной площади. В океанах влияние водосборной площади (ее рельефа, состава) сказывается в относительно узкой циркумконтинентальной полосе и исчезает в пелагической зоне (особенно в халистазах II+III); на огромных пространствах контролирует седиментацию именно гидродинамический режим.

Оперируя немногими известными пока данными по абсолютным массам или скоростям накопления разных компонентов голоценовых осадков в разных частях океанов, удается получить общую схему океанского седиментогенеза. Автор отчетливо представляет себе предварительный характер схемы, но все же, после длительных колебаний, решался опубликовать ее с целью привлечь внимание к этой доселе пропускаемой стороне океанского осадкообразования. Она излагается здесь кратко, детальное обоснование в монографии автора «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза» (1976).

1. Максимальные абсолютные массы терригенной кластики в мг/см² за 1000 лет сосредоточиваются в гидродинамически активных зонах океана, особенно в циркумконтинентальной, в меньшей степени в широтных поясах — северном, тропическом и южном; минимальные — в областях, пассивных гидродинамически, особенно в субтропических II+III халистазах, отличающихся гигантскими размерами. Такие соотноше-

Фиг. 1. Климатические зоны и циркулярные течения в океанах

1 — границы аридных зон, 2 — аридные зоны, 3 — теплые течения, 4 — холодные течения, 5 — антарктическая дивергенция, I, II, III, IV — халистазы

ния впервые были наблюдены автором в Черном море (1947) и в экваториальной части Атлантического океана (1951); позже — в Тихом океане, в картах распределения скоростей терригенной кластики (Böstrom et al., 1973), в Каспии (Лебедев и др., 1973) и в Охотском море (Лисицын, 1971). На примере Японского профиля в Тихом океане можно видеть (Страхов и др., 1973), что если абсолютные массы терригенной кластики в I зоне (прибрежной) принять за единицу, то в центре западной половины II халистазы (= IVб зоны) они выразятся как 0,053.

Приуроченность максимальных абсолютных масс терригенной кластики к гидродинамически активным зонам — особенно циркумконтинентальной — понятна. Движения водных масс здесь интенсивны как в горизонтальной плоскости (т. е. поступательные), так и в вертикальной (т. е. перемешивание). Неся в себе много кластики, они много ее и осаждают в путях переноса. В халистазах все движения (и поступательные и перемешивание) постепенно затухают, особенно в их центральных частях, они несут мало кластики и мало отлагают ее на дне.

Распределение гранулометрических фракций терригенной кластики также контролируется гидродинамикой поверхностных слоев воды. При этом в активных зонах, пиркумконтинентальной и трех широтных поясах, на фоне повышенных или высоких скоростей седиментации возникают более грубозернистые ссадки, в халистазах, где скорости осаждения терригенной кластики минимальны, более тонкозернистые. Это видно из гранулометрического баланса океанских водоемов (таблица).

Соотношения основных гранулометрических типов осадков в океанах* и краевых морях (в % от общей площади дна)

Океан	Площадь акватории, <i>км</i> ²	Средняя глубина, м	Шельф 0—200 м		Дно бас- сейна свыше 3000 м	Пески	Алев- риты	Пелиты
Тихий	164 813 000	4282	1,7	10,6	87,4	2,8	5,4	92,5
Атлантический	79 408 000	3926	5,6	15,2	79,2	5,8	18	76,8
Индийский	73 439 000	3663	3,2	13,2	83,6	4	15	81

^{*} Площади океанов даны без морей.

Терригенные пески почти полностью оседают на шельфе, частично спускаясь на континентальный склон; алевриты — на шельфе и континентальном склоне, а также по окраине океанского ложа; пелиты начинают оседать на обеих морфологических единицах, т. е. еще в активной гидродинамически полосе, но подавляющая масса их — в пелагиали, т. е. в халистазах, где они образуют красную глину, а также абиогенную часть глобигеринового, диатомового и радиоляриевого илов. Широтные пояса: экваториальный, северный и южный, получая материал из циркумконтинентальной активной зоны, также, по-видимому, обладают несколько более грубозернистой терригенной кластикой, но применяющиеся сейчас в океанологии методы механического анализа не позволяют непосредственно убедиться в этом, ибо анализируется не терригенный компонент осадка, а весь осадок, включая и биогенный материал. Как известно (Страхов и др., 1954), это резко искажает гранулометрический облик осадка в сравнении с гранулометрией обломочной его части.

Но в распределении терригенных минералов — особенно глинистых — связь с конкретной гидродинамикой поверхностного слоя исчезает; одни и те же минералы отлагаются и под гидродинамически активными и под пассивными зонами, халистазами. Только в самой прибрежной нолосе циркумконтинентальной зоны, где осаждается грубый песчаный материал с зернами, сильно варьирующей величины и резко разного удель-

ного веса, гранулометрическая сортировка материала продолжается минералогической (шлихованием) и возникают рудные фации тяжелых минералов — магнетита, рутила, циркона и др. В этой области минералогия осадка начинает отчетливо воздействовать на его химию, порождая пятна высоких содержаний Zr, Ti, Fe и других элементов. Терригенная минералогия осадка, включая и глинистый материал, отражает здесьсостав питающей водосборной площади. В более грубых фракциях поступающий с нее материал несколько переработан океанами и смещен относительно источника сноса. Глинистая фракция почти не испытывает переработки и минералогической дифференциации по причине ничтожно малых размеров частиц каолинита, гидрослюды, хлорита и монтмориллонита, а также близости их удельных весов.

2. Максимальные абсолютные массы биогенной группы: C_{opr} , SiO_2 и $CaCO_3$ (в c/cm^2) локализованы также в гидродинамически активных зонах, преимущественно в циркумконтинентальной, меньше в широтных поясах; халистазам, особенно конвергентным II+III, отвечают минимальные величины. Для C_{opr} и $CaCO_3$ это впервые было установлено на Черном море (Страхов, 1947) и подтверждено на Каспии (Лебедев и др., 1973). Для Тихого океана распределение абсолютных масс SiO_2 (или, что то же, скоростей осадконакопления) показано К. Бостромом (Böstrom a. oth., 1973), для $CaCO_3$ — А. П. Лисицыным (1969) в Атлачтическом океане. Для C_{opr} пока нет карт ни абсолютных масс, ни скоростей накопления в океанах, но его распределение на Японском профиле (Страхов и др., 1973) весьма сходно с размещением SiO_2 .

Связь высоких абсолютных масс биогенной группы с зонами активного гидродинамического режима и избегание ими зон пассивных также объяснимы. Как указывалось выше, активным зонам свойственно не только поступательное движение, но и более или менее интенсивное перемешивание, создаваемое самой же движущейся водой: турбулентное перемешивание, погружение части самых поверхностных вод вниз и подъем вверх более глубоких вод при стыке течений (особенно холодных и теплых), при сближении разных струй воды в потоке при сгонных течениях, вызываемых пассатными ветрами в циркумконтинентальной полосе, перемешивание муссонными ветрами и т. д. При всех этих процессах в зону фотосинтеза поступает снизу много питательных солей, что и вызывает обилие жизни в планктонной пленке. В халистазах как конвергентного, так и дивергентного типа вследствие затухания горизонтальных движений затухают и вертикальные, поэтому всем халистатическим областям (особенно халистазам II+III) присущ количэственно бедный планктон, что отражается и в осадках.

Если абсолютные массы $C_{\text{орг}}$ и $SiO_{2 \text{ аут}}$ на Японском профиле в прибрежной (гидродинамически активной) зоне I принять каждую за единицу, то в центре западной части халистазы II (в зоне IVб) их массы выразятся так:

терригенная кластика
$$\begin{array}{cccc} C_{opr} & SiO_{2\;ayr} \\ I \; \mbox{30 нa} & 1 & 1 & 1 \\ IV6\; \mbox{30 ha} & 0,053 & 0,007 & 0,016 \\ \end{array}$$

Величины у $C_{\rm opr}$ и SiO_2 значительно меньше, чем у терригенной кластики: 0,053; причина — в прогрессивной минерализации падающего на дно органического вещества и растворении биогенного кремнезема, про-исходящих по формуле

$$m=k\frac{M_1}{h}$$
,

где m — масса органического вещества и SiO_z , достигающая дна, M_0 — масса, продуцированная в планктонной пленке, h — глубина дна в данной точке, k — коэффициент пропорциональности. Так как M_0 убывает

в направлении от берега в халистазу, а h растет, то результирующая масса m, поступающая на дно, убывает от берега, т. е. от гидродинамически активной циркумконтичентальной зоны в направлении к халистазе. Из цифр вышеприведенных рядов видно, что убывание абсолютных масс $C_{\rm opr}$ и SiO₂ по направлению в пелагиаль происходит быстрее, чем терригенной кластики; в этом одна из характерных черт седиментации обоих компонентов. Другая их особенность — изменение процентных содержаний параллельно с убылью абсолютных масс, что было показано в работе, выполненной совместно с И. И. Волковым и Н. А. Лисицыной (Страхов и др., 1973).

Существенно, что хотя распределение абсолютных масс $C_{\rm opr}$ и SiO_2 и следует схеме активных гидродинамических зон, все же внутри последних локализация абсолютных масс $C_{\rm opr}$ не идентична локализации SiO_2 . Географически максимумы и минимумы у каждого из этих компонентов свои, индивидуальные. Главная причина этого расхождения, вероятно, в биологической неоднородности планктонной пленки, в которой бесскелетные формы организмов максимально сосредоточены в одних ме-

стах ее, кремневые формы — в других.

В условиях экеана CaCO₃ является биогенным образованием и потому должен включаться в биогенную группу. По распределению абсолютных масс в Атлантическом океане он действительно в нее и входит, но по распределению процентных содержаний стоит особняком. Растворение его не описывается простой, приведенной выше формулой для Сорг и SiO₂, но происходит более сложным путем. На глубинах, меньших 4500 м (в среднем), где растворения нет или оно очень мало, решающее значение имеет разбавление CaCO₃ обломочной кластикой; на глубинах больших 4500 м, резко усиливается растворение известковых раковин и оно становится главным фактором распределения углекислого кальция. Сочетание двух этих неодинаковых механизмов, резко меняющееся по площади в зависимости от рельефа дна, придает распределению процентных содержаний CaCO₃ сложный лоскутный характер, резко отличный от распределения Corp и SiO_{2аут}.

В биогенную группу помимо $C_{\rm opr}$, SiO_2 и $CaCO_3$ входят еще N, I, Br, а также S^{2-} , Se^{2-} , U^+ , As. Первые три элемента вносятся в осадок отмершим планктоном, другие — конценгрируются в зонах, обогащенных $C_{\rm opr}$, вторично, в диагенезе. Поэтому связь S^{2-} , Se^{2-} , U^{4+} , As с гидродинамикой поверхностных вод не прямая (как у $C_{\rm opr}$, SiO_2 , N, Br, I), а вто-

ричная, опосредствованная, через Сорг.

3. У элементов железомарганцовой группы, как у двух предыдущих, максимальные абсолютные массы в me/cm^2 за 1000 лет локализованы в гидродинамически активных зонах, особенно циркумконтинентальной (меньше в широтных), минимальные — в халистазах, особенно субтропических (II+III).

Впервые это было показано автором на примере Fe и Mn в Черном море (1947), позже — Лебедевым с соавторами (1973) в Каспии и К. Бостром с соавторами (Boström et al., 1973) в Тихом океане. Характерную особенность железомарганцовой группы составляет то, что при переходе от циркумконтинентальной полосы к халистазе убыль абсолютных масс входящих в нее элементов происходит в меньшей степени, чем убыль терригенной кластики (или осадка в целом). Это хорошо видно на профилях по Черному морю и в Тихом океане — Японский профиль. Если принять в последнем абсолютные массы каждого элемента в зоне I (прибрежной) за единицу, то массы в халистазе (зона IV6) выразятся так: Cr=0,062, Fe=0,060, Ge=0,063, V=0,071, Ga=0,080, Al=0,067, Ti=0,087, Zr=0,107, Nb=120, Zn=0,092, As=0,138, Pb=0,17, Cu=0,166, Ni=0,21, Mo=0,34, Co=0,37, Mn=0,4. Соответствующая величина у терригенной кластики равна 0,053. Как видим, в пелагическом направлении от циркумконтинентальной зоны на халистазу происходит

некоторый сдвиг абсолютных масс элементов относительно масс терригенной кластики (или осадка в целом). Он и является причиной роста процентных содержаний элементов железомарганцовой группы в пелагиали океанов и возникновения характерных соотношений между абсолютными массами и процентными содержаниями. Областям высоких абсолютных масс или быстрого накопления элементов отвечают пониженные процентные содержания, зонам же минимальных абсолютных масс (или замедленного накопления) — повышенные процентные значения. В этом специфика железомарганцовой группы сравнительно с биогенной.

Другую характерную черту Fe—Mn-группы составляет контроль процентного содержания элементов в пелагиали не минеральным составом терригенной кластики, как можно было бы ожидать, а ее гранулометрией. Это наглядно проявляется, например, в полном несоответствии в Атлантическом океане карт распределения Fe, Mn, Cu (Turekian, Imbrij, 1966) и карт глинистых минералов (Griffin et al., 1968). В еще более наглядной форме то же демонстрируется картами распределения гранулометрических фракций, глинистых минералов и разбираемой группы элементов в осадках Черного моря (Страхов, 1976). Можно сказать поэтому, чго связь распределения элементов Fe—Mn-группы именно с гранулометрией, а не с терригенной минералогией осадка — основной закон в геохимии водоемов за пределами прибрежной зоны.

Такие соотношения создаются действием двух факторов. Первый разные формы нахождения микроэлементов в песчаной и алевритовой фракциях зерен, с одной стороны, и в пелитовой (особенно субколлоидной) фракции — с другой. В двух первых микроэлементы входят практически только в решетку минералов: сорбционной оболочки у них нет, она только зарождается у наиболее тонких алевритовых зерен. В пелитовых фракциях микроэлементы находятся и в решетке минералов и в сорбционной пленке на поверхности зерен. Чем мельче зерно, тем большую роль играег эта сорбционная пленка, у субколлоидной фракции она становится даже главным носителем микроэлементов. Суммирование количества микроэлементов, находящихся в решетке минералов и в их сорбционной оболочке, и создает богатство микроэлементами самых тонких фракций независимо от их минерального состава. Действие указанного фактора усиливается тем, что с берега поступают кроме взвесей еще растворы микроэлементов. После их осаждения в виде самостоятельных фаз эти фазы по размерности могут быть только самыми мелкими и, значит, должны сноситься в центральную часть бассейна. Наконец, в самом водоеме значительная часть аллохтонных (речных) взвесей перерабатывается организмами планктона в растворы и, стало быть, дополнительно усиливает концентрацию микроэлементов в тонкозернистых осадках халистаз (Страхов, 1976). Совокупное действие всех названных факторов и порождает то своеобразное и на первый взгляд непонятное обстоятельство, что распределение микроэлементов в осадках за пределами прибрежья контролируется не терригенной минералогией зерен, а их гранулометрией.

Отметим дополнительно, что центральные части конвергентных халистаз II+III, обладающие минимальными скоростями осаждения элементов железомарганцевой группы, являются вместе с тем областями развития рудной фации Fe—Mn-стяжений. Своеобразная, только океану присущая «диалектика природы»: высокие концентрации элементов—на фоне крайне замедленного их поступления в осадок!

4. Абсолютные массы P в ма/см² на Японском профиле максимальны на прибрежной (шельфовой) половине активной циркумконтинечтальной зоны и последовательно убывают во внешней ее части и в краевой полосе халистатической области (II). Вновь слегка увеличиваются они в самом центре последней. Таким образом, у P два максимума абсолютных масс. Процентные содержания P ведут себя аналогичным об-

разом. Такое распределение вызвано действием биогенного фактора: накоплением костных остатков в центре халистаз. На шельфе циркум-континентальной зоны, где развиты пассатные сгонные ветры и поднимаются глубинные воды, формируются биогенно обусловленные высокие концентрации фосфатов, достигающие уровня фосфоритовых руд (югозападный шельф Африки).

Поскольку фосфаты в океане являются главным осадителем TR, можно думать, что размещение накоплений TR в осадках будет более или менее воспроизводить размещение концентраций фосфатов. Но в некоторой степени и распределение Fe, поскольку железо также интен-

сивный сорбент TR.

Итак, размещение в океанских отложениях абсолютных масс всех компонентов, как минеральных, так и биогенных, прямо и непосредственно контролируется гидродинамическим режимом поверхностных слоев океанской водной толщи. Максимальные значения у всех компонентов локализованы в зонах актичного гидродинамического режима, особенно в циркумконтинентальной зоне с ее апвеллингами в полосе пассатов, минимальные — в халистазах II,+ III. Но соотношения процентных содержаний с абсолютными массами разные у разных компонентов: у Copp. SiO 4 и Р процентные содержания изменяются параллельно содержаниям абсолютных масс, что определяется динамикой их растворения при падении на дно. У элементов железомарганцовой группы процентные содержания размещены противоположно абсолютным массам, что вызывается относительным сдвигом их абсолютных масс в пелагиаль. У CaCO₃ соотношения нарушены специфически протекающим растворением его при падении ко дну Сочетание различных по величине абсолютных масс перечисленных (и других) компонентов и порождает разнообразие литологических и химических типов осадков на различных, обычно крупных, участках океанов, выступающее на литологических их картах.

Гидродинамический режим поверхностных слоев океанской водной толщи, который до сих пор почему-то не привлекался к исследованию механизма океанского осадконакопления, оказался, как только на него обратили должное внимание, едва ля не главным решающим фактором этого механизма, его, так сказать, маховым колесом!

Естественно встает вопрос: как понять столь мощное влияние на океанскую седиментацию режима именно поверхностных слоев воды при наличии мощных более глубоких слоев, которые ведь также не неподвижны, а испытывают движения, в том числе и отличные от поверхностных? Причина заключается в том, что поверхностные активные и пассивные зоны прослеживаются, правля, постепенно затухая по выраженности, и в более глубоких горизонтах океанской воды, до 2000—2500 м (Степанов, 1974). Иначе говоря, в гидродинамический режим поверхностного слоя включается вся верхняя половина водной толщи океанов; естественно, что закономерности, характерные для нее, наследуются более глубокими водами. Эти более глубокие горизонты со своим режимом движений уже не успевают разрушить то, что создано поверхностным режимом.

Такое толкование согласуется с утверждением А. П. Лисицына, что несмотря на различия в направлении движений в разных частях разреза водной толщи океана, «суммарный перенос вод во всей толще океана в основном идет в широтном направлении» (Лисицын, 1974, стр. 29). Такой эффект может быть обусловлен только геострофическими течениями, захватывающими кроме поверхностного слоя и более глубокие горизонты водной толщи.

3. Малая чувствительность океанского литогенеза к климатической зональности лика Земли

Характерную особенность океанского литогенеза составляет его малая чувствительность к климатическим зонам, через которые океан пролегает. С точки зрения механизма осадочного процесса, океан представляет собой единое целое под всеми широтами: на нем вовсе не сказывается режим влаги, свойственный разным климатам (что и естественно). Только изменения температур от высоких широт к низким вызывают некоторые особенности осадочного процесса, да и то в весьма ограниченной степени.

В полярных областях, где низкая температура порождает вечные льды на континентах, в океан спускаются айсберги, играющие роль поставщиков осадочного материала. Но разнос его, гранулометрическая сортировка и укладка на дно на соответствующих глубинах осуществляются водой в жидкой фазе. В этой работе участвует и биос. Это порождает здесь те же гранулометрические и вещественно-генетические типы осадков, что и под другими, более низкими широтами, но только с несколько меньшей сортированностью. Под тропиками и субтропиками с их высокими температурами океанское осадкообразование отличается более значительным накоплением СаСО, по сравнению с широтами высокими; к тому же тропическим карбонатам присуща повышенная магнезиальность, и в их формировании участвуют некоторые специфические организмы, например рифостроющие кораллы. Но карбонатные осадки тропиков и субтропиков совершенно одинаково биогенны . и в полосе гумидной и в зоне аридной. Хемогенный кальцит — компонент, минимально необходимый для обособления осадков аридного типа, здесь отсутствует. Поэтому единственно правильно говорить о едином пространственном поясе осадков теплых климатов, отличном от высокоширотных лоясов Эти две температурные модификации осадочного океанского литогенеза постепенно переходят одна в другую, границы их неопределенные и зыбкие.

4. Об особом характере связи осадочного процесса в океанах с жизнью атмосферы

Огромная роль гидродинамического режима в океанском литогенезе позволяет вскрыть еще одну его специфическую особенность — своеобразную и характерную связь с атмосферой. И в океане и на континентальном блоке осадочный процесс протекает в теснейшей связи с жизнью атмосферы и без нее невозможен, но характер связи неодинаков.

Радиационное солнечное тепло, поглощаемое атмосферой, порождает в ней разнообразные движения как в вертикальной плоскости (вертикальная циркуляция), так и в горизонтальной, особенно в нижней части тропосферы, непосредственно соприкасающейся с поверхностью континентального блока и океанской водной толщи. Эти сложные движения присущи атмосфере в целом, т. е. и над континентами и над океаном, но значение их неодинаково в этих двух секторах.

На континентальном блоке решающее значение для осадочного процесса имеет вертикальная циркуляция (Страхов, 1960, т. I). В жарком тропическом поясе воздушные приземные массы, богатые влагой, поднимаются вверх, охлаждаются и изливают потоки воды, возникает тропический влажный пояс и отвечающий ему гумидный тип литогенеза в его низкоширотной модификации. Севернее и южнее тропиков на широте 10—30° с. и 10—30° ю. ш. воздушные массы, освобожденные от влаги, опускаются вниз, нагреваются и создают аридные климатические зоны с их барическими максимумами и характерным осадкообразованием, названным мною аридным типом литогенеза. Севернее

и южнее аридных зон воздушные массы, движущиеся из областей полярных барических максимумов, взаимодействуют с теплыми массами субтропического воздуха и образуют зоны циклонов, характеризующиеся избытком метеорных осадков над испарением: возникает гумидная зона умеренных широт, здесь локализована умеренно климатическая модификация гумидного типа на суше. Около полюсов, на континентальных участках (Антарктида, Гренландия и другие крупные острова), где развиты вечные льды и находится постоянный барический максимум, локализован ледовый тип литогенеза. В создании этих типов решающую роль, как указывалось, играет именно вертикальная циркуляция атмосферы между экватором и полюсами: она определяет режим влажности, порождающий зоны гумидного типа (в двух вариациях) и зоны климата аридного. Горизонтальные движения атмосферы на контакте с поверхностью континентального блока значения для осадкообразования на блоке не имеют по той простой причине, что подавляющая часть его поверхности — твердые породы, не поддающиеся действию движущимся по ним воздушным массам. Поддается воздействию ее только вода озер и внутриконтинентальных морей, но какие-либо специфические особенности в возникающих течениях у бассейнов аридной и гумидных зон отсутствуют, и таким образом, горизонтальные движения воздушных масс не содействуют генерации типов литогенеза на континентальном блоке. Единствонно активной в этом процессе является вертикальная циркуляция воздушных масс, контролирующая режим влажности.

В океанском секторе дело обстоит совершенно иначе. Вертикальные движения воздушных масс, создающие в океане режим влаги, на осадках не отражаются, значения для океанского осадкообразования не имеют. Отражаются лишь, да и то слабо, изменения температуры по меридиану, вызываемые распределением солнечного тепла. Зато огромное, решающее значение имеют горизонтальные движения воздушных масс, соприкасающихся с поверхностью океана. Действуя на податливую жидкую фазу, они создают систему активных зон геострофических циркулярных течений и халистаз в поверхностных слоях океанской воды (200-250 м), захватывающих с постепенно ослабевающей силой и более глубокие горизонты до 2000 м. Гидродинамический же режим этот непосредственно контролирует распределение на дне всех компонентов осадка, создавая тем самым разные литологические и геохимические типы осадков и мощности их под активными зонами и под халистазами. Ограничивает действие гидродинамического фактора лишь вулканизм; на площадях его действия возникает литогенез вулкано-осадочного типа, вкрапленный в основной для океана осадочный океанский тип. Таким образом, на континентальном блоке и в океанском секторе Земли сложная жизнь атмосферы отражается разными своими сторонами -- кардинальный факт, на который до сих пор не обращали внимание.

Описанные черты океанского типа литогенеза (вне зон вулканизма) настолько отличают его от гумидного типа на континентальном блоке, что объединять их, как это было показано автором на картах в монографиях 1960 и 1963 гг., дальше нельзя. Это особый тип, который противопоставляется не только гумидному, но всем вообще типам литогенеза на континентальном блоке в целом. В дальнейшем мы будем называть его осадочным океанским в отличие от осадочно-вулканогенного, вкрапленного в него интразонально.

Должен сказать, что мысль о выделении океанского осадконакопления в особый тип еще в конце 50-х годов изустно в разговорах со мной неоднократно высказывалось И. В. Хворовой, но не нашла у меня поддержки. Только теперь, после длительного изучения океанической седиментации, я убедился в правильности ее идеи, которую и пытаюсь обосновать в этой работе.

III. ОБ ОШИБОЧНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ОКЕАНАХ

За последние годы в литературе заявлена концепция океанского литогенеза, существенно отличная от изложенной выше. Я имею в виду попытку А. П. Лисицына выделить в океане ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза (Лисицын, 1971, 1974, и др.). На первый взгляд кажется, что эта концепция представляет собой простое перенесение на океан тех климатических типов, какие выделены мной на континентальном блоке. Но это не так, ибо при перенесении на океан некоторые из типов подверглись резким изменениям, да и вся моя концепция климатических типов претерпела существенную деформацию. Спрашивается, насколько убедительны построения А. И. Лисицына и необходимы ли они? Логика исследовательской работы приводит к неизбежности внимательного разбора его концепции.

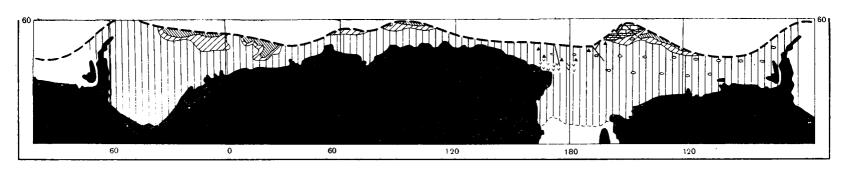
1. О ледовом типе литогенеза в океанах

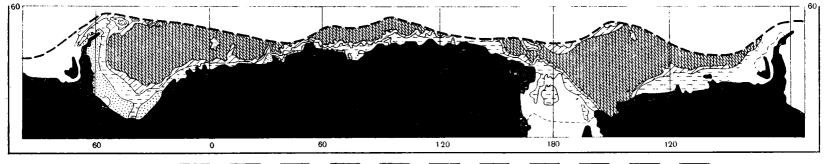
Напомню, что ледовым типом литогенеза названо мною породообразование на участках континентов, покрытых вечным льдом. Как правило, оно имеет место в высоких широтах. Современным примером площадей с ледовым литогенезом являются Гренландия, Антарктида, отдельные острова Северного Ледовитого океана, а также участки горных кряжей, покрытые ледниками (Страхов, 1956, 1960—1961, 1963). Характерным признаком ледового литогенеза является отсутствие скольконибудь заметной деятельности воды в жидкой фазе, вода активна практически в твердом состоянии, в виде льда. Седиментационный процесс здесь упрощен до предела и сводится к механическому выветризанию, механической денудации льдом своего ложа, механическому осаждению раздробленных частиц и вулканической пыли при таянии льда. Более сложные пути химической и биологической мобилизации и осаждения вещества здесь подавлены перманентно-низкой температурой года. Отсюда все характерные черты огложений ледового типа: отсутствие биогенных и хемогенных осадков и наличие лишь механически возникших; в этих же последних практически полное подавление процессов механической дифференциации (морена), ибо в ледниках не происходит гранулометрического фракционирования несомого материала. Диагенетические изменения осадка отсутствуют. Как видим, все это черты, качественно резко отличающие ледовую седиментацию от других климатических типов. Между ним и другими типами нет постепенных переходов.

Поскольку в определение ледового типа литогенеза, данное мной, включен ограничительный признак — его локализация только на континентах — казалось бы отыскание его в океанском бассейне исключается. Но А. П. Лисицын думает иначе. Он и в океанах выделяет ледовую зону, а, стало быть, и ледовый тип литогенеза, ибо тип литогенеза не может существовать без соответствующей ему зоны, и наоборот; поэтому выделение ледовой зоны в океане означает признание в нем ледового типа осадочного породообразования.

Посмотрим, какими же чертами характеризует А. П. Лисицын (1974) осадкообразование в ледовой зоне (цитирую по возможности его текст).

Наиболее резко черты ледового типа выступают в южной ледовой зоне (фиг. 2), где, по словам А. П. Лисицына (1974), они «находятся под определяющим воздействием ледяных гор, айсбергов, которые в настоящее время занимают более 65 млн. κM^2 (из них Антарктика около 62 млн. κM^2 ») (стр. 102). Несмотря на «определяющее влияние айсбергов», в осадках ледовой зоны все же присутствуют все те же гранулометрические типы отложений, что и за ее пределами: гравийные





Фиг. 2. Вещественно-генетические (верхняя часть фигуры) и гранулометрические типы осадков в Антарктической области 1- айсберговые отложения, 2- слабокремнистые илы (SiO $_2$ 10—30%), 3- кремнистые отложения (SiO $_2$ 30—50%), 4- известковые отложения (CaCO $_3$ 30—50%), 5- сильноизвестковые отложения (50% CaCO $_3$), 6- пепловые отложения, 7- железомарганцевые стяжения, 8- антарктическая дивергенция, 9- гравийно-песчаные отложения, 10- крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, 11- алеврито-пелитовые илы, 12- пелитовые илы

осадки и пески, крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, алевро-пелитовые илы, пелитовые илы. Внутри айсберговой зоны (как и вне ее) эти типы осадков последовательно сменяют друг друга в направлении от берега в пелагиаль, причем максимальную по ширине полосу занимают именно пелитовые илы, но ведь эти гранулометрические типы осадков формируются, как известно, вовсе не действием льда, а сортирующей работой жидкой воды. Это однозначно доказывает, что, несмотря на наличие айсбергов, процессы механического осадкообразования идут здесь совершенно так же, как в обычных водоемах. Льды только осложняют этот процесс, вызывая понижение сортировки осадка. Но и здесь, если выключить грубообломочный материал (гальку, валуны), S₂ оказывается в пределах 1,2-9,2 -- слегка больших, чем в осадках, вне ледовой зоны, где S₀=1,2-5,6. «Айсберговые осадки обычно практически бескарбонатны» (стр. 103), но в Тихоокеанском секторе есть пятно сильнокарбонатных илов ($CaCO_3 = 30 - 50\%$). Для айсберговых илов «весьма характерна небольшая примесь диатомовых», «в ряде мест на шельфе (! — Н. С.) важным источником кремнезема являются также кремневые губки. Осадки переходного типа слабокремнистые — содержат до 30% аморфного кремнезема» (стр. 103). Но в Атлантическом секторе Антарктического бассейна, в айсберговой зоне, на карте (фиг. 2) показаны «языки» кремнистых (30—50% SiO_{2 аут}) и даже сильнокремнистых диатомовых илов (SiO_{2 аут} больше 50%). Кремнистые осадки с таким же содержанием SiO₂ известны и за пределами айсберговой зоны. «Осадки — по А. П. Лисицыну — окрашены в серый, оливково- или зеленовато-серый цвета со слабым буроватым оттенком» (стр. 102). Совершенно очевидно, что осадки айсберговой зоны диагенетически изменены в том же направлении их редуцирования, что и за пределами зоны. На схеме IV монографии в айсберговой полосе показаны железомарганцовые стяжения; стало быть, здесь имеет место тоже диффузионное подтягивание Fe и Mn с микроэлементами в верхнюю окислительную зону осадков, какое столь типично для гемипелагических отложений за пределами айсберговой полосы.

Из сказанного явствует, что: 1) отложения айсберговой зоны по всем своим коренным важнейшим признакам не имеют ничего общего с осадками ледового типана континентальном блоке, т. е. с мореной; 2) эти коренные, решающие особенности их тождественны с теми, какие присущи осадкам океанского типа, и лишь несколько меньшая сортированность и засорение экзотическими крупными обломками, т. е. черты совершенно второстепенные, отличают их от нормально океанских отложений.

Вывод совершенно однозначен: ледового типа, как он определен мною, в айсберговой зоне нет; осадки ее представляют собой не морену, а высокоширотную модификацию океанского типа, обусловленную низкой температурой седиментационной области. Присоединение этой модификации к области ледового литогенеза на Антарктическом материке, т. е. к морене, и объединение их в общий ледовый тип принципиально недопустимо. Механизм седиментации в ледовом типе континентального блока при образовании морены и в океане кардинально разный. На блоке седиментационным фактором является только лед, и он определяет все черты осадка. В айсберговой зоне лед играет роль только поставщика осадочного материала, вся же переработка его, разнос и гранулометрическое фракционирование осуществляется водой в жидкой ее фазе, как это свойственно океанскому литогенезу вообще: в этом процессе принимает участие и биос. Поэтому единственно правильным является этнесение айсберговых отложений к типу осадочному океанскому в качестве его высокоширотной модификации, как об этом сказано выше. И на-

зывать их надо марино-гляциальными (ледово-морскими), ибо это подчеркивает решающую роль жидкой фазы воды в их формировании и тем самым принадлежность осадочному океанскому типу литогенеза. Наименование айсберговых отложений «ледовыми» не отражает сущности их формирования и вносит путаницу, вызывая представление о принципиально ином ледовом типе литогенеза, которому свойственны совершенно иные литологические черты (морена) сравнительно с марино-гляциальными осадками. Наличие сингенетичных диатомовых и фораминиферовых остатков в осадках важно в данном случае совсем не потому, что они «разбавляют» терригенный материал, как полагает А. П. Лисицын, а потому, что бесспорно доказывают радикально разную физико-географическую греду (и, стало быть, отвечающие ей процессы), в которых возникли морена и ледово-морские отложения: морена — на суще, и ее генератор — лед; ледово-морские отложения — в море, где обитает диатомовый и фораминиферовый биос, и решающим фактором разноса и отложения является вода в жидкой фазе. То же относится и к северной ледовой зоне А. П. Лисицына.

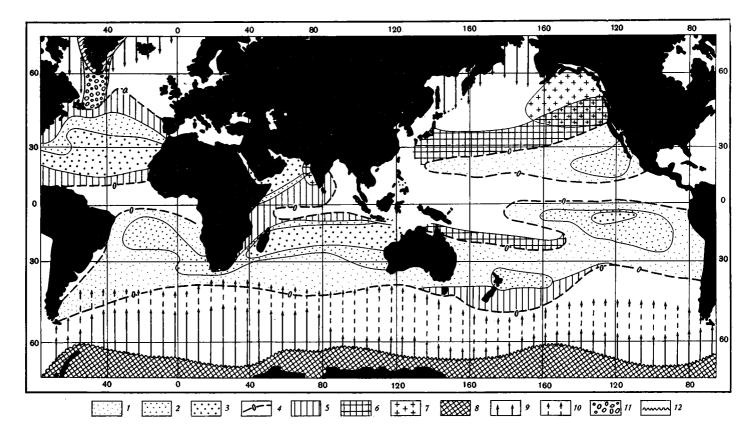
Поскольку ледовый тип в океане отсутствует, я прохожу мимо вопроса о проведении его границ; отмечу только, что здесь у А. П. Лисицына ясности нет; границы эти в разные годы (Лисицын, 1961, 1974) даются резко различно и без объяснений.

2. Об аридном типе литегенеза в океанах

Напомню, что аридным литогенезом я называю «породообразование на континентах и в морях (континентального блока) в засушливых климатах, т. е. таких, где испарение за год превышает сумму метеорных осадков» (Страхов, 1963). Температура не входит в определение аридного режима, ибо засушливые зоны встречаются и в тропическом, и в умеренном поясах. В вещественном составе осадков диагностическим признаком является наличие хемогенно осажденных солей, начиная с СаСО₃ и более растворимых (гипса, галита и пр.), что является прямым следствием засушливого климата; при этом наличие хемогенного кальцита, массово развитого в отложениях бассейна,— минимально необходимый и вместе с тем достаточный признак начальной стадии аридного литогенеза. Эта черта выяснена в моих работах по современному осадкообразованию во внутриконтинентальных водоемах юга СССР (1951, 1954) и по типам литогенеза вообще.

Позиция А. П. Лисицына в определении аридного типа литогенеза и его ведущих признаков существенно иная. Понимание им аридной зоны в океанах отображено на фиг. 11 В и 12 В его монографии (1974). Для облегчения сравнения автор этих строк построил сводную для них карту (фиг. 3). На ней точками разной густоты показаны участки, где годичное превышение испарения над метеорными осадками составляет: 0—500, 500—1000 и больше 1000 мм, на подписях к этой карте именно такие участки названы аридными. Зоны, где годовые осадки превышают испарение на 0—500, 500—1000 и больше 1000 мм, именуются гумидными. Выделенные таким образом по режиму влажности зоны однородны внутри площади каждой, и их правильно называть аридными и гумидными, поскольку они точно отвечают тем зонам, какие на континентальном блоке были наименованы мною аридными и гумидными.

Но на фиг. 12 В пролегание аридных зон изображается существенно иначе. В северной части Тихого океана первоначальная, относительно узкая, аридная зона резко (почти вдвое) расширилась в северном направлении путем «прирезки» широкой полосы с явно выраженным гумидным режимом. На разных участках прирезанной полосы превышение метеорных осадков над испарением составляет 0—500, 500—1000 и больше 1000 м в год; иначе говоря, прирезанными к аридной зоне



Фиг. 3. Площади аридных зон в океанах (по А. П. Лисицыну, 1974)

Аридные зоны на фиг. 11*Б*: *1* — превышение испарения над годовыми осадками 0—500 мм, 2 — то же, 500—1000 мм; 3 — то же > 1000 мм; 4 — границы аридных зон; изменения площадей засушливых зон на фиг. 12: 5 — участки их, присоединенные к гумидным зонам; 6 — полосы гумидных зон, «прирезанные» к аридным; 7 — участки максимальной гумидности; 8 — айсберговая зона; 9 — зона обычного плавания айсбергов; 10 — полосы резкого их заплывания на север; 11 — айсберговая зона, выделенная А. П. Лисицыным в 1961 г., но не показанная на карте 1974; 12 — зона антарктической дивергенции

оказались участки и слабой, и средней, и даже максимальной гумидности. В южной части Тихого океана, вблизи от экватора, аридная зона расширена за счет гумидной, на широте же 40° от аридной зоны отрезан значительный участок с малой и средней аридностью и присоединен к полосе южной гумидной зоны.

В Индийском и Атлантическом океанах произведены операции такого же рода. В первом — крупная аридная полоса с превышением испарения над осадками в 0—500 мм отнесена к гумидной зоне, благодаря чему аридная зона здесь резко уменьшилась, а гумидная существенно возросла. В Атлантическом океане северная и южная окраины аридной зоны в северном полушарии отрезаны и присоединены к гумидным несмотря на засушливый режим и недостаток влаги; аридная зона здесь заметно уменьшилась против реальной, существующей в природе.

Что послужило основанием для описанных изменений реальных аридных полос, выделенных на фиг. 11Б, осталось необъясненным. Сами же операции по изменению границ повлекли за собой два существенных следствия. Аридные полосы в Тихом океане на фиг. 12В утратили свою однородность по режиму влаги и стали не аридными, а аридно-гумидными, гетерогенными; так их и следует именовать. Аридные же полосы в Атлантическом, Индийском и на юге Тихого океана перестали быть строго эквивалентными реально существующим в природе аридным зонам, составляя только их часть. Произошла деформация моих представлений об аридных зонам на континенте, причем того же типа, что и о ледовом типе. И опять без обоснования и без нужды. Применение терминов, заимствованных из области континентального блока, к зональности, изображенной на фиг. 12 В, стало неправомерным.

Это обстоятельство следует особенно подчеркнуть, ибо в дальнейшем А. П. Лисицын в своей книге в качестве аридных воспроизводит не аридные в подлинном смысле слова зоны, а те, искусственно созданные, которые в одних случаях (Тихий океан) включают значительные гумидные площади, в других (Атлантический, Индийский) — представляют собой только части собственно аридных зон. Заимствуя чужую терминологию, А. П. Лисицын вкладывает в нее иное содержание, причем делается это произвольно, без объяснений и без нужды — прием, недопустимый в научной работе!

Но это не смущает А. П. Лисицына, ибо он, по-видимому, не считает обязательным совпадение литологической зоны аридного типа с зоной аридного климата. Но тогда зачем же именовать литологические зоны названиями зон климатических? Ведь ничего кроме путаницы это

не порождает!

Посмотрим теперь, насколько отчетливо отражаются в осадках дна аридные (без кавычек и в кавычках) полосы на поверхности водной массы. Ответ следует искать прежде всего, конечно, на карте отложений океанов (схема IV в монографии А. П. Лисицына). Обращаясь к этой карте, с удивлением констатируешь, что границы климатических зон на ней отсутствуют, хотя ряд обозначений гораздо меньшего смыслового значения имеется. Нет границ климатических зон и на карте гранулометрических типов отложений (схема V, на обороте схемы IV). Читателю приходится самому заполнять этот пробел. И когда устранишь его, и климатические зоны появляются на обеих картах, становится ясной причина, почему эти зоны не показаны А. П. Лисицыным. Дело в том, что в полосах дна, отвечающих поверхностным «аридным» зонам, нет специфических типов осадков, свойственных только им и не выходящих за их пределы. Все типы, какие в этих зонах имеются, представлены и в соседних гумидных. Границы «аридных» зон просто режут «по живому телу» площади распространения известковых, кремнистых, радиоляриевых, диатомоворадиоляриевых, известково-кремнистых илов; красной глины; кораллово-водорослевых накоплений и, конечно, терригенных осадков, в результате чего часть площади одного и того же типа осадков принадлежит «аридной» зоне, другая часть — гумидной. Так обстоит дело, когда наносишь границы аридной полосы по обоим вышеуказанным вариантам ее (на картах 11 Б и 12 В, фиг. 3).

Особую важность приобретают черты карбонатных отложений, ибо именно в них — как указано выше — следует искать признак, минимально необходимый и вместе с тем достаточный для отнесения осадкообразования к аридному типу: наличие и широкое распространение хемогенного кальцита (или арагонита). Но кальцит в пелагических осадках представлен только биогенной формой: раковинами фораминифер, кокколитофорид, птеропод — при полном отсутствии кальцита хемогенного! Этот факт в настоящее время твердо установлен микроскопическими и электронно-микроскопическими исследованиями и неоднократно приводился в других работах А. П. Лисицына. Стало быть, в пелагических отложениях океанов отсутствует тот минимально необходимый и обязательный признак аридности, который вытекает из исследований современного осадконакопления во внутриконтинентальных водоемах гумидной зоны при сопоставлении их с водоемами аридными. Отсутствие в пелагических осадках твердых фаз более растворимых солей (CaSO, и др.) общеизвестно. Неизбежен вывод, что хотя поверхностный слой воды и находится в полосе аридного климата, на седиментации отвечающей ей дна это никак не отражается. И это объяснимо. Ведь СаСО, в огромной толще океанской воды, начиная с глубины 1000—1500 м, находится в состоянии недосыщенного раствора, причем степень недосыщения в Атлантическом океане измеряется 5—8%, в Тихом — 30— 38%. И если в самых верхних испаряющихся слоях воды какое-то количество СаСО3 успевает выпасть из нее и образовать коллоидные микросгустки, они при переходе в зону недосыщения вновь растворяются и дна не достигают. Так, характер карбонатных равновесий в океанской водной толще исключает возможность отражения аридной полосы на поверхности водной массы в осадках дна. О невозможности осаждения в океане более растворимых солей (CaSO₄, NaCl и пр.) в пелагической аридной зоне говорить не приходится.

Действительные признаки аридности появляются только в прибрежье: здесь развиты лагуны и заливы, где накапливаются хемогенные осадки: карбонатные оолиты, литификаты, арагонит в форме иголочек. Местами хемогенный процесс продвинулся гораздо дальше и достиг стадии доломитообразования, садки гипса и даже более растворимых солей вплоть до NaCl (например, в себкха в Персидском заливе, на низменности у п-ова Cath в Западной Индии, в лагуне Бокано де Вирилла на побережье Перу, в зал. Куронга в Австралии и др.). В этих местах действительно реализуется самый характерный для аридного литогенеза процесс: химическая садка солей, начиная с наименее растворимого CaCO₃ и постепенно захватывающая все более растворимые.

Но за пределами узкой периферической окраины, неизобразимой в масштабе карты, всякие признаки химической садки солей, в том числе даже самой малорастворимой из них — CaCO₃, исчезают, аутигенез приобретает обычный океанский характер и аридная зона в океанических осадках не может быть объективно выявлена.

Не находя поддержки своей концепции в карте океанических осадков, А. П. Лисицын ищет подтверждение ее в других компонентах вещественного состава отложений, якобы связанных генетически с аридным климатом; это органические остатки и терригенные минералы.

3. Органические остатки и терригенные минералы как показатели аридного типа литогенеза

«В аридной зоне, — пишет А. П. Лисицын, — появляются коралловые постройки, в том числе крупнейший из существующих Большой Барьерный риф (Австралия)» (1974, стр. 43). Это утверждение не соответствует действительности.

Кораллово-водорослевые накопления присутствуют в Тихом океане не только в аридной зоне (беря последнюю строго по преобладанию испарения над метеорными осадками), но в гораздо большей степени в гумидной, на северо-запад от Австралии (см. схема IV в монографии). Большой Барьерный риф только в южной своей части, вне Кораллового моря, относится к аридной зоне, в северной же половине, входящей в это море, он лежит в пределах зоны гумидной. Среднегодовая температура в Коралловом море 25-28° С, соленость поверхностных вод 34,5—35,0%, самая типичная для гумидной зоны (БСЭ). Для других органических форм А. П. Лисицын использует другой прием: он строит карты распространения видов или комплексов видов и затем наносит на них границы климатических зон; эти карты, по его мнению, подтверждают наличие аридных зон (фиг. 27, А, Б; фиг. 28, фиг. 29 в его книге 1974). В действительности, однако, вместо согласованности границ, на картах существует полный разнобой ареалов развития организмов и границ аридной и гумидной тропических зон. Так, на карте фиг. 27 граница развития тропического комплекса диатомей не имеет вообще ничего общего с границами аридной и гумидной зон, последние режут площадь тропических диатомей буквально по живому телу. На фиг. 28 a Hemidisens cuneiformis одинаково обильна как в тропической гумидной зоне, так и прилежащих к ней частях аридных зон; то же в еще большей степени у Asteromphalus imbricata. На фиг. 28 100%ное содержание глобигерин покрывает как все поле гумидной тропической зоны, так и подавляющую часть северной аридной и значительную часть южной аридной. Содержание глобигерин 50-100% в южной половине Тихого океана характерно как для части южной аридной зоны, так и для такой же примерно части южной умеренной зоны. Совершенно тот же разнобой площадей климатических зон на низких широтах с площадями танато и биоценозов можно видеть и на фиг. 29. Нужно совершенное отсутствие требовательности, чтобы рассматривать указанные карты в качестве подтверждения реальности аридной полосы осадконакопления, ибо в приведенных картах бросается в глаза противоположное явление: полное отсутствие связи распределения планктонных форм с осадками гумидного или аридного климата. И это в сущности понятно: у водных организмов нет специфической приспособленности к аридности или гумидности, ибо среда-то постоянно одна и та же — водная. У них могут быть приспособления к температуре, солености, свету, но нет приспособлений к аридности или гумидности.

Таким образом, биогенный аргумент в доказательстве наличия в низких широтах отложений аридного типа должен быть полностью дезавуирован, как привлеченный по недоразумению. Совершенно то же относится и к терригенным минералам как индикаторам климатического типа литогенеза аридного типа.

А. П. Лисицын усиленно напирает на то, что в осадках аридных зон океанов распространен кварц с изотопным соотношением О₂ таким же, как у кварца пустынь, что и соотношения кварца и полевых шпатов здесь аналогичны и схожи с теми, что свойственны пустыням и аэрозолям. В этой аргументации два недоразумения. Во-первых, наличие кварца и его соотношения с полевыми шпатами определяются не аридностью климата пустынь, а обусловлены наличием и соотношением в них соответствующих разновозрастных пород, содержащих названные

минералы. При этом, что особенно важно, рыхлые отложения пустынь возникают очень часто не за счет разрушения автохтонных, в пустыне возникших и находящихся коренных пород, а за счет вноса пород реками и временными потоками с горных возвышенностей, весьма частых внутри пустынь и по их периферии, где аридный климат сменяется гумидным. Не менее важно, что рыхлый материал поступает в область из соседних горизонтальных гумидных зон, что прекрасно видно примере Средней Азии 1. Вообще накопления кварца возникают вовсе не в аридных, а в гумидных зонах за счет химического выветривания кварцсодержащих коренных пород; это азбучная истина. Таким образом, выносимые ветром из пустыни кварц, полевые шпаты и другие обломочные минералы в своей значительной части, а порой и целиком, являются аллохтонными для пустыни, занесенными в нее из гумидных зон, и потому никак не могут быть индикаторами аридности. Но даже если они автохтонны, то и тогда не могут быть таким индикатором, ибо терригенные кварц, полевые шпаты и другие обломочные минералы обязаны своим генезисом совсем не аридности климата пустынь, а условиям образования содержащих их коренных пород, ничего общего не имеющих с современным климатом данной пустыни (например, размыв древних коренных олигомиктовых и полимиктовых пород, магматических и метаморфических пород). Точно так же и изотопный состав кварца и терригенных минералов, выносимых из пустынь, создан вовсе не аридностью пустыни, а возник в совершенно иной обстановке, в процессе генезиса коренных кварцсодержащих пород, и оперировать им как показателем аридности можно в данном случае лишь по недоразумению.

Второе недоразумение заключается в том, что терригенный компонент осадка, принесенный в него в готовом виде, и возникший, следовательно, в среде совершенно иной, чем среда формирования осадка, используется А. П. Лисицыным в качестве индикатора климатического типа осадка. К каким несуразностям это приводит иногда, видно из следующих примеров. В осадках Индийского океана, вблизи Австралии, относящихся по карте А. П. Лисицына к аридной зоне, содержится 20—40 и >40% каолинита, минерала, сформировавшегося достоверно в гумидном климате. Минерал этот в данном случае аллотигенный, занесенный эоловым путем из Австралии за счет развеваемой древней коры выветривания, возникшей в гумидной тропической зоне. Но выводов, вытекающих из наличия каолинита, для определения типа литогенеза океанских отложений западнее Австралии А. П. Лисицыным не делается. Почему? Ответа нет. Та же ситуация в экваториальной зоне Атлантического океана. Здесь каолинита много в осадках как гумидной полосы, так и прилежащих аридных, но он во внимание не принимается. Совершенно то же с гиббситом, типичным минералом гумидной зоны Африки; он широко распространен в экваториальной полосе Атлантики, отвечающей по картам А. П. Лисицына как гумидному, так и аридному типу литогенеза. Но и на этот минерал никакого внимания не обращается. Почему? Ответа тоже нет. А. П. Лисицын не аргументирует своего выбора терригенных минералов как индикаторов климатического режима. По изложенному совершенно очевидно, что терригенная часть непригодна в качестве индикатора для отнесения осадка к аридному типу.

Единственно значимыми в этом вопросе являются аутигенные минералы, причем такие из них, которые непосредственно связаны именно с аридностью климата и порождены им. Таковы для аридного типа хемогенный кальцит, CaSO₄ и прочие твердые фазы легко раствори-

¹ Занос кварца в отложения продуктивной толщи Апшеронского полуострова из гумидной зоны Русской платформы — другой пример.

мых солей. Но их в осадках тропической зоны океанов, отвечающей аридному климату, нет, а другие вещественные компоненты, на которые так напирает А. П. Лисицын, ничего не дают для интересующего нас вопроса.

Нужно сказать, что выдвигая терригенные минералы (особенно кварц) и морские организмы в качестве показателя аридного типа осадков, А. П. Лисицын находится в резком противоречии с методикой литологов, касающейся определения климатического типа древних пород. В этой методике в качестве индикаторов аридного климата фигурируют не терригенные минералы и не морская фауна, а только аутигенные минералы, порожденные режимом влажности (для аридной зоны — хемогенный кальцит, доломит, гипс и т. д.).

4. О мнимой связи с аридностью климата малых скоростей седиментации и ничтожной первичной продукции Сорг

Характеризуя южную аридную зону, А. П. Лисицын пишет: «Первичная продукция очень низкая (меньше $100 \ me/m^2$ в день). Поступление терригенного материала с прилежащей суши ничтожно... Именно в этой зоне обнаружены самые низкие скорости седиментации, известные на нашей планете (менее $1 \ m$ в $10^3 \ n$ et)...» (1974, стр. 43). «В северной аридной зоне условия близки к южной... Биогенная седиментация замедленная, но карбонатные, особенно биогенные, отложения господствуют в связи с ничтожным поступлением терригенного материала; кремнистые, как и в южной зоне, не встречаются» (стр. 44). В других работах А. П. Лисицын часто характеризует аридные зоны океана как «биологические пустыни». «Близ материкового склона, в особенности у западных берегов континентов, часты апвеллинги с образованием аномальных (? H. C.) для этой зоны кремнистых осадков, обогащенных органическим веществом, ураном и другими элементами»; обогащение — добавлю я (H. C.) — достигает у C_{opr} 12—16%, у SiO_2 30%.

Итак, норма для аридных зон — минимальные скорости осадконакопления вообще и генерации органического вещества, в частности. Малые скорости — результат очень незначительного поступления осадочного материала с аридных частей океанского водосбора. Малая продуктивность — результат аридного климата в самом водоеме, он вызывает усиленное испарение, уплотнение поверхностного слоя и погружение его вниз. Подток питательных солей снизу прекращается и возникает «биологическая пустыня». Большие мощности осадка и накопление $C_{\rm opr}$, SiO_2 в прибрежной зоне — а н о м а л и я, создаваемая вмешательством апвеллинга.

Этой концепции нельзя отказать в известной стройности, но одновременно нельзя не отметить и ее кардинальный дефект — игнорирование гидродинамического режима океана, ибо дефект этот сводит на нет стройную концепцию.

В самом деле, аридные полосы пролегают как в пелагиали, так и в прибрежных зонах; это хорошо видно на фиг. 1. При этом во всех зонах минимумы локализованы там, где аридная зона проходит над конвергентными халистазами II и III с их минимальными движениями поверхностных вод. Когда же аридные полосы пересекают гидродинамически подвижную циркумконтинентальную зону или захватывают (как, например, в Тихом океане) часть гидродинамически активной экваториальной полосы (непосредственно к югу от экватора), скорости осадкообразования резко возрастают и становятся большими или даже максимальными. Эти соотношения прекрасно видны при сопоставлении фиг. 1 с картами скоростей осадконакопления в той же монографии А. П. Лисицына.

Совершенно то же относится и к «биологической пустынности» аридных зон в океане. «Пустыня» свойственна только тем участкам океанских аридных зон, какие пролегают через халистазы конвергентного типа II+III с их ничтожным движением водных масс. Но как только аридные полосы пересекают гидродинамически активные циркумконтинентальные или экваториальные зоны с их интенсивными движениями воды по горизонтали и вертикали, биомасса и продуктивность фитопланктона резко растут и достигают максимума; увеличивается и содержание $C_{\rm opr}$ в осадках. Это легко проверить сопоставлением карт распределения $C_{\rm opr}$ в илах с фиг. 1.

Так обстоит дело, если подходить к нему чисто эмпирически, без предвзятой мысли. В этой эмпирической картине ускорение седиментации и богатство прибрежных осадков аридной зоны $C_{\rm opr}$ вовсе не являются аномальными, как полагает А. П. Лисицын, а совершенно закономерными, в такой же мере, как закономерны замедление седиментации и ничтожное содержание $C_{\rm opr}$ в осадках халистаз. Оба они — порождение гидродинамического режима, разного в разных частях одной и той же климатической полосы.

Что дело обусловлено именно циркуляцией водных масс, а не аридностью климата, видно из того, что аналогичные соотношения свойственны всем крупным бассейнам умеренного и теплого климата независимо от климата при наличии у них устойчивой системы пиркулярных течений с одной, двумя или более халистазами. Всегда скорости осадочного процесса и абсолютные массы Сорг в халистазах много меньше скоростей и абсолютных масс в осадках под циркулярными течениями. Так обстоит дело в Охотском, Черном, Каспийском и Аральском морях, т. е. во всех водоемах, к которым удается пока применить метод абсолютных масс. Всюду решающим фактором распределения скоростей осадконакопления и Сорг является гидродинамический режим. При этом чем больше площадь водоема и, значит, площади халистаз, тем меньше в них скорости накопления осадков и тем беднее они Сорг (в абсолютных массах, не в %)2. Крайняя малая скорость осадочного процесса в аридных халистазах II+III океанов вызвана вовсе не высокой аридностью их, как утверждает А. П. Лисицын, а колоссальными размерами. По меридиану халистазы можно проследить на протяжении 4000— $5000~\kappa$ м, по широте от $6000-7000~\kappa$ м в Атлантическом океане до 14~000-15 000 км в Тихом (Степанов, 1974). Максимальная по размерам халистаза — южнотихоокеанская; именно поэтому скорости седиментации в ней минимальные и C_{opr} в ее осадках очень мало. О важной роли площадных размеров в геохимии осадков океанов и водоемов вообще автору этих строк приходилось писать не один раз (1968, 1971 и др.), но А. П. Лисицын просто игнорирует роль этого фактора.

С наибольшей ясностью описанное действие гидродинамического режима проявляется в бассейнах с плоским дном и лишенных вулканизма. Наличие расчлененного рельефа и вулканизма затемняют картину, как это имеет место, например, в северной части Тихого океана, где Гавайскому поднятию и Императорским горам, пролегающим внутри халистазы II, отвечают повышенные мощности осадка, как бы секущие эту халистазу на три части: западную с минимальной скоростью седиментации, среднюю, отвечающую поднятиям с повышенной скоростью, и восточную — вновь с малой. То же действие рельефа можно видеть в Индийском и в Атлантическом океанах (срединные хребты). Но при снятии осложняющего воздействия рельефа (и вулканиз-

² Приполярные водоемы, длительно покрытые льдом, исключаются, ибо здесь начинает сильно действовать новый осложняющий фактор — длительность световой части года.

ма) связь распределения осадка (и Сорг) с гидродинамическим режи-

мом выступает в ясной форме.

Генезис этой связи понятен. Как уже указывалось выше, циркулярные течения, окаймляющие халистазы, отличаются значительной быстротой (до $50-80 \ cM/ce\kappa$), притом поступательные движения в них всегда сопровождаются более или менее значительным вертикальным перемешиванием воды. Получая с суши много терригенного материала, они много и осаждают его на своем пути. Вертикальное же перемешивание воды обусловливает подачу снизу вверх питательных солей и более или менее значительное развитие планктонной пленки. Отсюда высокая скорость седиментации вообще и заметные или большие количества Сарг в осадке. В халистазах скорость движения воды от их периферии к центру резко убывает; она несет поэтому в себе все меньше терригенного материала и соответственно все меньше осаждает его. Замедление горизонтальных движений воды сопровождается затуханием вертикального перемешивания --- отсюда уменьшение продуктивности планктонной пленки, резкая убыль Сорг в осадках халистаз циклонического типа. В антициклонических халистазах аридных (II+III) зон слабые горизонтальные движения сопровождаются еще и погружением воды. Это опускание имеет первопричиной не усиленное испарение воды с поверхности, как полагает А. П. Лисицын, а гидродинамический режим. Прекрасным примером является конвергенция в районе банок и южной части Готландской впадины в Балтийском море, т. е. в условиях гумидного климата. «В зоне конвергенции слой скачка плотности находится примерно на 10 м ниже, чем вне этой зоны» (Блажчихин, 1976). Дело в том, что циркулярным течениям, обрамляющим все конвергентные халистазы, свойственны центростремительные усилия, передаваемые воде халистаз. Действием этих усилий поверхностная вода медленно сгоняется к центру халистаз: здесь возникают избыточные водные массы, которые и погружаются вниз, двигаясь на глубине в противоположном направлении — к периферии (Степанов, 1974). Аридный климат халистаз, следовательно, только усиливает то погружение воды, какое создается независимо от климата гидродинамическим режимом. Но тот же режим и ослабляет пагубное для планктона действие перманентного погружения вод. С периферии конвергентных халистаз, а точнее, из окружающих их циркулярных течений, к центру сгоняются воды с некоторым содержанием (остаточным) питательных солей: они-то и поддерживают здесь слабо теплющуюся планктонную жизнь. Если бы таких движений не было, жизнь в халистазах II+III вообще отсутствовала бы. Таким образом, в конечном счете в халистазах антициклонических «командует» вовсе не аридный климат, а гидродинамический режим. Здесь А. П. Лисицын зачисляет по климату то, что создается действием совсем иного, динамического фактора.

Характерно, что гидробиологи, анализируя факторы, обуславливающие продуктивность, совсем не оперируют климатом разных участков океана. «Известно,— пишет В. Г. Богоров (1974),— что температура воды влияет на размножение и другие процессы жизнедеятельности. Однако в холодных водах полярных морей и в теплых водах тропической области имеются районы с высокой и малой биологической продуктивностью, зависящей от организмов, условий проникновения света в воду, обилия питательных солей и перемешивания вод» (стр. 290). Особенно важен (по Богорову) гидродинамический режим поверхностных вод, который в одних случаях содействует перемешиванию вод и подтоку питательных солей снизу вверх, в других — тормозит этот процесс. «Циклонические круговые течения,— читаем мы у него,— вызывают подъем глубинных вод и значительное обогащение питательными веществами слоя фотосинтеза... Течения содействуют перемешива

нию вод. При этом особенно богаты жизнью районы стыка теплых и холодных вод (полярный фронт). Подъем глубинных вод в результате дивергенции существует повсеместно. В тропической области дивергенция осуществляется на громадном пространстве в центральной части океанов...» (стр. 289). Но существуют в океане районы с особенно неблагоприятными для продукционного процесса условиями. «Таковы (по Богорову) районы, где господствует антициклоническая циркуляция. Здесь поверхностные воды опускаются в глубину. Следовательно, поверхностный слой, где возможен фотосинтез водорослей планктона, не пополняется питательными солями. Здесь развивается мало фитопланктона, даже зоопланктона, рыб... Эти антициклонические области расположены в северном полушарии Атлантического и Тихого океанов к северу от 15—20° с. ш. до границы с умеренной областью. В южном полушарии антициклонические области в трех океанах расположены от 20° ю. ш. до границы с южной умеренной областью» (стр. 28). Нетрудно видеть, что В. Г. Богоров имеет в виду II и III антициклонические халистазы. В цитате ни слова об аридном климате, но только о характере гидродинамического режима! Концепция гидробиолога В. Г. Богорова не имеет ничего общего с аридной концепцией малой продуктивности литолога А. П. Лисицына.

Итак, замедление движений поверхностных масс воды с неизбежностью ведет к тому, что в любом климате халистазам как циклонического, так и антициклонического типа присуща замедленная седиментация и пониженная продуктивность ($C_{\rm opr}$ в осадках), а поясам обрамляющих циркулярных течений — усиленное осадконакопление и повышенная продуктивность. Поэтому никак нельзя — как это делает А. П. Лисицын — приписывать малые скорости осадконакопления и малую продуктивность II и III халистаз аридности их климата. То, что такое же явление присуще халистазам в водоемах и гумидных зон, однозначно доказывает, что решающую роль во всех случаях играет гидродинамический режим, а не климат. Резкую же выраженность явлений в халистазах II+III океанов, особенно Тихого, создают колоссальные размеры этих халистаз.

Принимаемая А. П. Лисицыным связь малых скоростей седиментации и низких величин Сорг в аридных халистазах именно с их аридностью есть связь мнимая. Она — результат игнорирования решающей роли гидродинамического режима поверхностных слоев океанских вод и влияния огромных размеров океанов. Доказать наличие аридного типа литогенеза в океане таким путем так же не удается, как и двумя вышеразобранными.

Вдумываясь в предпосылки, которые заставляют А. П. Лисицына всячески доказывать наличие в океанах осадков аридного типа, приходишь к заключению, что их две. Первая —объективная: в океан протягиваются те же аридные полосы, какие существуют на континентальном блоке. Вторая — субъективная: убеждение в том, что если на поверхности океана существуют аридные условия, они обязательно должны отражаться на дне, создавая отложения аридного типа. Отсюда поиски доказательств правильности второй предпосылки. Но аридный режим на поверхности водоема отражается в осадках только незначительных по размерам и глубине бассейнов. Это наглядно видно на серии современных внутриконтинентальных водоемов и на узкой цепочке лагун и заливов, окаймляющих океай в пределах аридного климата. В самом же океане благодаря его огромной глубине и колоссальной водной массе действие поверхностного аридного режима не доходит до дна. Уже на относительно небольших глубинах благодаря смешению с водными массами из других климатических зон воды аридной полосы теряют свою индивидуальность, нивелируются. Физико-химические равновесия в глубоких слоях океана погашают действие поверхностных условий аридной зоны и исключают их отражение в осадках. Вторая предпосылка А. П. Лисицына оказывается просто недоказуемой.

Непонимание этого обстоятельства приводит к тому, что разнообразная аргументация им второй предпосылки оказывается на деле мнимой и — что особенно существенно! — находится в коренном противоречии с представлениями в смежных дисциплинах: с литологической методикой диагностики климатических типов древних морских отложений; с трактовкой гидробиологами причин малой продуктивности халистаз II+III; с представлениями гидрологов о главной причине опускания вод в этих халистазах.

Итак, в океане нет ни ледового, ни аридного типа литогенеза, свойственных континентальному блоку. Первый тип исключается физическим состоянием воды — жидкая фаза; второй — физико-химическими равновесиями растворенных солей в глубоких водах, которые «запрещают» химическое осаждение даже наименее растворимой углекальциевой соли. Своеобразный же характер связи океана с жизнью атмосферы вообще делает невозможными всякие попытки найти в океане типы литогенеза, свойственные континентальному блоку. Их можно и нужно сравнивать с океанским и както увязывать с ним, но не переносить на океан.

В океане существуют лишь два реальных типа литогенеза: вулканогенно-осадочный в эксплозивной и эксталятивной модификации, и второй, который назван выше осадочным океанским со сравнительно слабыми температурными изменениями в высоких и низких широтах.

IV. НЕСКОЛЬКО СЛОВ О МЕТОДОЛОГИИ А. П. ЛИСИЦЫНА

В заключение не могу не отметить своеобразия методологии, с помощью которой построены А. П. Лисицыным его климатические зоны осадкообразования в океанах и отвечающие им типы литогенеза. Исходными, как сам он пишет, были выделенные мной типы литогенеза на континентальном блоке. Взяв аридный тип, он протянул его с континентального блока в океанский сектор, в одних случаях расширив аридную область против ее реальной площади в океанах, в других — сузив, и созданную таким образом искусственную полосу наименовал зоной аридного литогенеза, несмотря на то что в осадках этой зоны нет никаких объективных литологических, минералогических и биологических признаков аридности, и они не отличаются ничем от отложений соседних гумидных зон.

Взяв затем мой ледовый тип, он отбросил решающие для него ограничительные признаки — существование только на континентальных площадях и специфическое меренное осадкообразование — присоединил к нему высокоширотную айсберговую зону океана, где плавают льды, спускающиеся с континента, а в воде обитают известковые и кремнистые организмы, и назвал ьсю эту область ледовой зоной, отвечающей ледовому типу литогенеза. Но реальный механизм осадочного процесса в присоединенной к Антарктиде области не имеет ничего общего с тем, какой свойствен ледовому типу на континенте, а осадки вовсе не являются мореной, а несут отчетливые следы гранулометрической дифференциации и — что особенно важно! — содержат остатки сингенетического морского органического мира, «часто в значительных количествах, чего абсолютно нет и не может быть в морене.

Проведя такую деформацию принципов, вложенных в мою идею типов литогенеза на континентальном блоке, он посчитал, что удачно распространил ее на океанский сектор земной коры.

Но я решительно отмежевываюсь от такой методики, ибо считаю ее недопустимой в научной работе и только вносящей путаницу при попытках теоретически осмыслить процесс океанского литогенеза. При-

нятый А. П. Лисицыным прием запрещается тем сравнительно-литологическим методом, который лег в основу выделения типов литогенеза на континентальном блоке, ибо в концепции названного автора полностью стирается специфика осадочного породообразования на блоке и в океанском секторе. Действительно, от типов литогенеза континентального блока в океанском секторе у А. П. Лисицына остались в сущности одни только наименования, диагностические же вещественные признаки их, указанные мною, выброшены и заменены другими, которые - и в этом главное! - не выводятся из сущности отвечающего типам климатического режима и, стало быть, обосновывать их не могут.

Для чего же сделана такая своеобразная трансформация? Для того, очевидно, чтобы показать наличие глобальных литологических поясов, опоясывающих Землю и переходящих с континента в океан, и наоборот. Однако цель эта не достигнута. Ибо океанское и континентальное звено каждого пояса построены на разных диагностических вещественных признаках. В низких широтах на континентальном блоке гумидный и аридный типы резко различаются по аутигенной минералогии и сами различия эти отвечают сущности климатического режима каждого типа, в океанском же секторе осадки не имеют вещественных критериев аридности, и потому аридный и гумидный пояса по вещественному составу здесь едины. В высоких широтах морена, строго отвечающая ледовому климатическому режиму, не содержит в себе остатков сингенетичного ей морского органического мира; ледово-морские же отложения, объединяемые А. П. Лисицыным в один тип с мореной, всегда содержат скорлупки сингенетичных диатомей и известковых организмов, порой в больших количествах (до 30-50%), что явно указывает на радикально иные условия их образования. Глобальная концепция А. П. Лисицына не имеет ничего общего с действительностью, а является надуманной кабинетной схемой, которая рушится при первом же прикосновении к ней критики. Неправильная методология породила ошибочную глобальную концепцию.

ЛИТЕРАТУРА

Блажчишин А. И. Балтийское море как среда осадкообразования. — В сб.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976.

Богоров В. Г. Планктон Мирового океана. «Наука», 1974.

Грамм-Осипов Л. И., Репечка М. А., Волкова Т. Н., Плисс С. Т., Черныш В. К. К геохимии осадков Японского моря. В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.

Лебедев Л. М., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Куликова Л. С. Осадки Каспийского

моря. М., «Наука», 1973. Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А. П. Распространение остатков карбонатных организмов во взвеси и в донных осадках. В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. «Наука», 1969.

Лисицын А. П. Скорости современного и древнего осадконакопления в океанах.—

Океанология, 1971, № 6.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. «Наука», 1974. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. А. Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление. В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород. «Наука», 1975.

Степанов В. Н. Мировой океан. «Знание», 1974.

Страхов Н. М. К познанию механизма морской седиментации. Черное море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1947.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.—

М., Тр. ИГН, 1951, вып. 124. Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова А. С. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во AH CCCP, 1954.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. теол., 1956, № 5, 8.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд-во АН СССР, 1960—1962. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. «Недра», 1963. Страхов Н. М., Нестерова И. Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложе-

ний на примере Охотского моря. — В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль). -- Литология и полезн. ископ., 1973, № 3.

Страхов Н. М. Срединно-океанические хребты как источник рудных компонентов.— Литология и полезн. ископ., 1974, № 3.

Страхов Н. М. О генезисе повышенных содержаний элементов в пелагических осадках океанов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. -- Тр. ИГН, 1976, вып. 292.

Штеренберг Л. Е. О климатической зональности осадконакопления в Тихом океане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3.

Böstrom K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rathes of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific. Pelagic Sediments. Chem. Geol., 1973, v. 11, № 2.

Griffin I., Windom H., Goldberg E. The distribution of clay minerals in the World Oce-

an. Sea Res., 1968, v. 15.

Turekian K. and Imbri J. The distribution of trace elements in deep-sea Sediments of Atlantic Ocean. Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, I.

ГИН АН СССР, Москва

Дата поступления 10.VI.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.352+551.353(265/266)

ДОННЫЕ ОСАДКИ НА ПРОФИЛЕ ЧЕРЕЗ ТИХИЙ ОКЕАН Н. А. ЛИСИЦЫНА, Г. Ю. БУТУЗОВА, О. А. ДВОРЕЦКАЯ

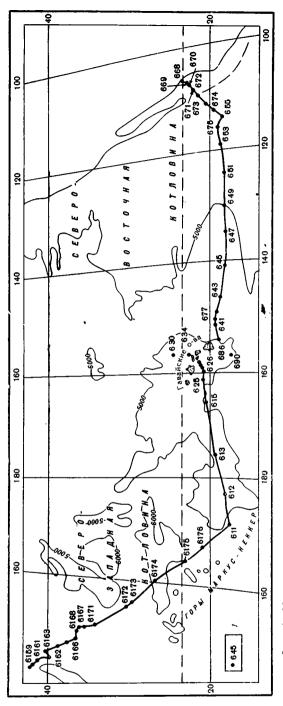
Выделены и охарактеризованы литолого-фациальные типы донных осадков, сформировавшиеся в определенных физико-географических и физико-химических условиях океанического бассейна. Показано, что закономерная смена типов осадков, образующих генетический ряд от берега к пелагиали, однозначно свидетельствует о ведущей роли биогенно-терригенной седиментации в их образовании.

В пелагической зоне океана помимо основного источника поступления терригенного и пирокластического материала с континентов определенную роль играет снос с островов и подводных гор, базальтовый вулканизм сводовых поднятий, а также эксгалятивный привнос. Эти источники не меняют, а лишь усложняют картину терригенной седиментации в изученной области океана.

Большие возможности для решения кардинальных вопросов океанского седименто- и диагенеза открывает изучение литолого-фациальных типов донных осадков. Метод фациального анализа, разработанный и широко применяемый для детальных исследований континентальных и морских отложений (Жемчужников, 1948; Наливкин, 1956; Тимофеев, 1969), не получил еще должного развития применительно к океаническим осадкам и породам.

Несмотря на то что первые попытки их расчленения предпринимались на фациальной основе (глубоководные, мелководные и литоральные осадки — Миггау, Renard, 1884, 1891; гемипелагические, эвпелагические и др.— Кгümmel, 1907; Andree, 1920), лишь в немногих работах вплотъ до настоящего времени применяется литолого-фациальный подход к изучению океанических осадочных образований. В числе удачных попыток подобного рода назовем исследования Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа (1968, 1971), расчленивших глубоководные пелагические красные глины океана и впервые детально описавших фациальные типы этих глин.

В статье рассматривается комплекс литолого-фациальных типов осадков от прибрежных до пелагических на профиле через Тихий океан с целью представить общую картину осадконакопления на трансокеанском пересечении и создать литологическую основу для геохимических исследований, без которой расшифровка механизма распределения химических элементов в осадках вряд ли возможна. Для решения этих задач удобным и, с нашей точки зрения, методически правильным является расчленение осадков на крупные литолого-фациальные типы, каждый из которых формировался в определенных физико-географических и физико-химических условиях среды, иными словами, в определенной фациальной зоне океанического бассейна. Необходимо отметить, что переходы от одного литолого-фациального типа осадков к другому, как правило, постепенны, и поэтому границы между соседними типами проводятся в какой-то степени условно.



Профиль общей протяженностью свыше 10 000 км проходит от берегов Японии Мексиканского режья Северной Америки и пересекает различные структурно-тектонические выраженные в рельефе океанического дна (фиг. 1, 2). На западе узкая полоса шельфа и островного склона шириной порядка 300 км с глубинами 200-1500 м обрывается в сторону Японского желоба, глубина которого достигает 8000 м при ширине около 200 км. Восточный склон желоба переходит в обширную расчлененную холмистую равнину Северо-Западной котловины, абсолютные отметки которой колеблются от 5300 м по ее периферии до 6000 м в центральной части. К востоку от атолла Уэйк профиль пересекает подводные горы Маркус-Неккер с абсолютными отметками от 1400-3000 м на вершинах 5000 м во впадинах. Восточнее подводных гор он проходит в пределах обширной Северо-Восточной котловины с глубинами до 5000 м и более и в ее западной части пересекает о-ва Гавайского архипелага. Дно восточной окраины котловины полого поднимается в сторону Американского континента сменяется узким и крутым континентальным склоном с глубинами 1500—2000 м и еще более узким шельфом.

Профиль проходит через все крупные структуры океанического дна северной половины Тихого океана: геосинклинальные желоба и

краевые валы, широкие плошади внутренних талассократонов, сводовые поднятия и поднятия глыбовой структуры, а в восточной части через северное продолжение океанического подвижного пояса (Пушаровский, 1972).

На трансокеанском профиле выделено шесть литолого-фациальных типов осадков, последовательно сменяющих друг друга в направлении от берега к пелагиали: прибрежные (I), гемипелагические (II), переход-

ные или миопелагические (Скорнякова и др., 1971) (III), пелагические (эвпелагические) красные глины глубоководных котловин (IV A, Б), осадки подводных гор (V) и архипелагов островов (VI).

Западная часть профиля изучена по материалам 46-го рейса НИС «Витязь» (1969 г.), центральная и восточная — по материалам 9-го рейса НИС «Менделеев» (1973 г.); общее количество геологических станций 95.

Для характеристики осадков было изучено более 600 прозрачных шлифов, а также выполнены химические анализы (мокрая химия) — 500 образцов. Определялись CO_2 , $C_{\rm opr}$, $SiO_{2\,{}_{\rm kM}}$, $SiO_{2\,{}_{\rm kBapцa}}$, Fe, Mn, P, Al, Ti. После разделения на фракции (240 образцов) изучены состав и соотношения минеральных верел песчаной и алевритовой размерностей, а также состав глинистых минералов во фракции $<0,001\,$ мм методами рентгеноструктурного анализа (более 150 образцов), ИК-спектроскопии и дифференциально-термического анализа и электронной микроскопии (20 образцов). Количественные соотношения глинистых минералов рассчитаны по методу Биская (Liscaye, 1964). Выполнен полный силикатный анализ фракции $<0,001\,$ мм и некоторых мономинеральных фракций (цеолиты, пеплы, глауконит), всего около 100 образцов. Все анализы производились в лабораториях Геологического института АН СССР. Большая часть рентгенометрических исследований выполнена Б. П. Градусовым (Почвенный институт им. В. В. Докучаева).

1. ПРИБРЕЖНЫЕ ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫЕ И БИОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ ШЕЛЬФА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО (ОСТРОВНОГО) СКЛОНА (ст. 6158—6161, 659—661 и 668—670)

В прибрежной зоне вблизи Японских островов и у Мексиканского побережья Северной Америки в виде узкой полосы распространены наиболее песчано-алевритовые, а также глинистые илы, представляющие собой продукты переотложения вулканических и осадочных пород суши с примесью пирокластики и биогенного материала. Осадки зеленоватосерые, восстановленные; кроме окисленного поверхностного слоя толщиной до 20 см, значения Еh колеблются на западе от —323 до —7 мв, на востоке от —360 до —50 мв.

Вещественный состав и структурно-текстурные особенности осадков прибрежной зоны испытывают существенные изменения в зависимости от рельефа океанического дна. Эти изменения особенно отчетливо прослеживаются в западной части профиля, в узкой полосе шельфа и островного склона, отделяющей Японские острова от глубоководного желоба. Ширина этой полосы 300—350 км. Здесь различаются по крайней мере три разновидности осадков: грубые, преимущественно песчано-алевритовые илы подводных возвышенностей, тонкие, преимущественно глинистые и слабокремнистые илы подводных впадин и турбидиты подножий крутых склонов (фиг. 2).

Песчано-алевритовые илы подводных возвышенностей на 50-75% состоят из частиц песчано-алевритовой размерности, в составе которых определены: плагиоклаз — 40-60%, пироксен — 14-20%, магнетит — 1.5-2%, пемза — 12-45%, андезит — 1.5-6%, карбонат — менее 1%, кварц — до 1%. Зерна почти неокатанные, свежие, практически неизмененные (фиг. 3, a, b). Кремнистые микроорганизмы (диатомовые, радиолярии) составляют 1-3%, присутствуют крупные раковины пелеципод. В толще илов наблюдаются следы размыва и перерывов в осадкона-коплении.

Глинистые и слабокремнистые илы подводных впадин на 65—75% состоят из пелитовой фракции, содержат 2—12% аморфного кремнезема. Песчано-алевритовый материал того же состава, что и в осадках под-

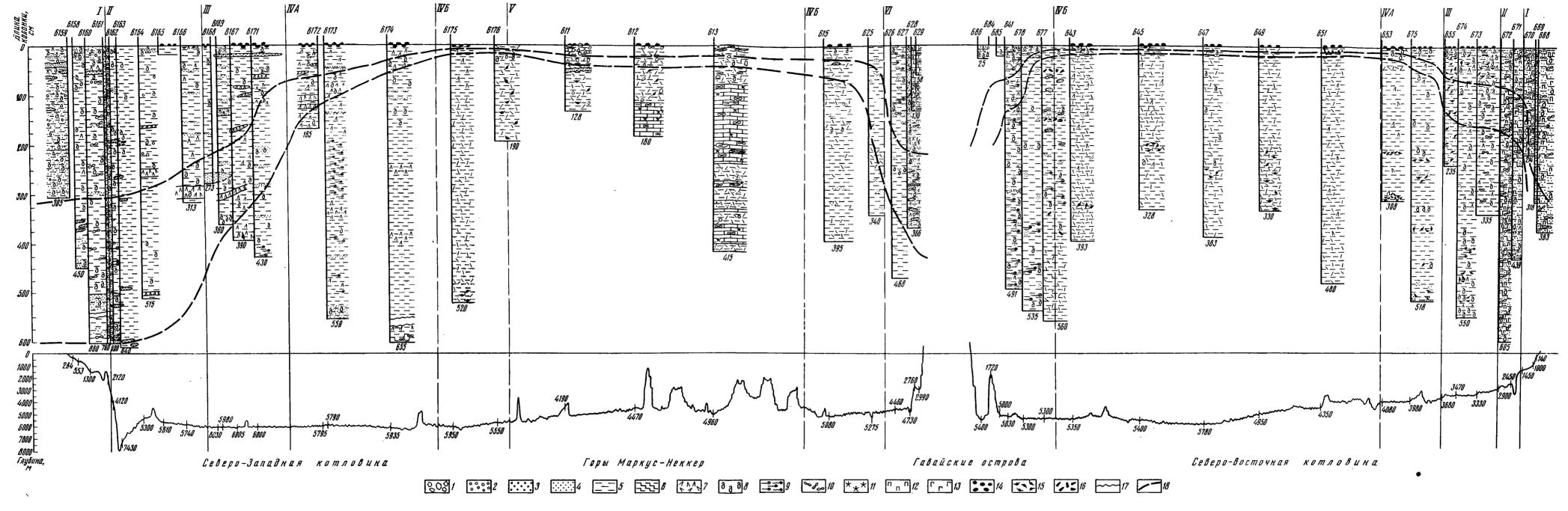
водных возвышенностей, образует редкие линзообразные прослойки. Турбидиты крутых склонов сложены преимущественно песчано-алевритовым и гравийно-галечным материалом, в составе которого преобладают окатанные обломки пемзы, а также минералы и обломки анцезитовых и в меньшей степени других пород. В разных прослоях содержание гравийно-галечного материала варьирует от 3,5 до 13%, песчаной фракции — 48—71%, алевритовой — 13—25% осадка. Количество пелитовой фракции колеблется от 8 до 30%. Характерной особенностью всей толщи является градационная слоистость.

Песчано-алевритовые, глинистые илы и турбидиты сменяют друг друга по простиранию на сравнительно коротких расстояниях. Они существенно различаются по структурно-текстурным признакам и соотношению вулкано-терригенных и биогенных компонентов. Содержание CaCO₃ колеблется в разных осадках от долей процента до 16% (среднее --1,2%); SiO_{2 ам}— от 1,5 до 14% (среднее — 5,8%); С_{орг}— от долей процента в песчано-алевритовых илах до 1,9% в тонких глинистых (среднее $0.7\,\%$). Состав обломочного материала для всех разновидностей осадков прибрежной зоны один и тот же и определяется составом пород единой питающей провинции. Связь с питающей провинцией отчетливо проявляется и в составе глинистых минералов. По данным рентгенодифрактометрии (Лисицына и др., 1973), глинистая составляющая во всех колонках более чем на 50% состоит из смектита (55-75%), содержит 12-30% гидрослюд и небольшие количества клорита (и каолинита?). Именно монтмориллонит является широко распространенным глинистым минералом в мезозойских и кайнозойских породах внешней зоны Северо-Восточной Японии, на о. Хоккайдо, а также в почвах на вулканических породах Японии, Камчатки и Алеутских островов (Dudal, 1964).

В восточной части профиля прибрежные осадки развиты на шельфе и материковом склоне в виде полосы шириной не более 200 *км*. Они слагают однообразную толщу оливково-зеленых восстановленных алевритисто-глинистых, слабокремнистых, а также известковисто-глинистых илов. В составе алевритовой примеси присутствуют как продукты размыва кислых и метаморфических пород батолитового пояса Калифорнии и Западной Мексики, так и вулканических пород андезитовой зоны. Легкая фракция крупного алеврита на 50% и более состоит из обломкоз свежих и в разной степени выветрелых пород — кремнистых сланцев, гнейсов, кварцитов, андезитов. Примерно в равных количествах (в сумме до 40%) присутствуют кварц и полевые шпаты, кислые и основные. В качестве примеси обнаружены кислое вулканическое стекло, хлорит, глауконит, обломки карбонатных и кремнистых организмов, зубы и кости рыб. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы — магнетит (40-50%) и аутигенный пирит (10-15%). В составе прозрачных зерен более всего авгита (до 20%), встречаются эпидот и роговая обманка (3—5%), а также апатит, гранат, циркон, гиперстен (единичные проценты) и отдельные зерна базальтической роговой обманки, сфена, ставролита, брукита, пикотита, турмалина.

Для прибрежных осадков восточной части профиля характерны скопления карбонатных и кремнистых организмов. Присутствуют планктонные и донные фораминиферы, гастроподы, пелециподы, диатомовые, радиолярии, спикулы губок, нитевидные водоросли, а также гелефицированные обрывки растительных тканей и кости рыб. Содержание SiO_{2 эм} составляет 0,9—2,5%, $C_{\rm opr}$ —1,7—8,7%, $C_{\rm acc}$ 0 от 4 до 30%. Отдельные пачки в разрезе существенно карбонатные.

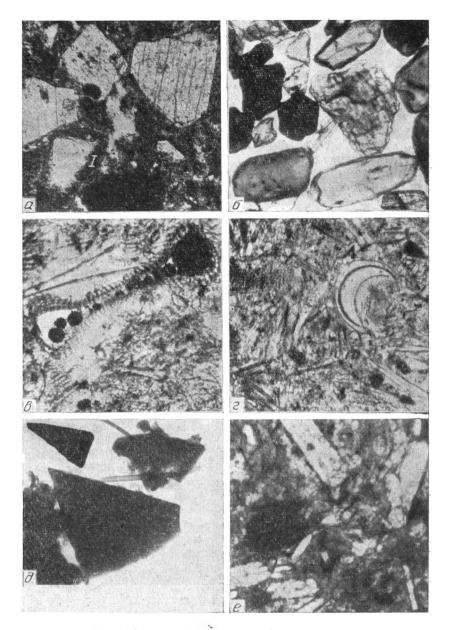
В составе глинистого материала, как и на западе, преобладают смектиты (до 70% от суммы глинистых минералов), источником которых являются богатые монтмориллонитом породы Северо-Американской суши (Griffin et al., 1968). Гидрослюды составляют около 20%, хлорит и каолинит — 5—7%.



Фиг. 2. Литолого-фациальные типы донных осадков на профиле через Тихий океан

пелагические глинистые, слабокремнистые и слабоизвестковистые; 111 — пепагические глины переходного типа; IV — пелагические красные глины глубоководных котловин с примесью пепла (IVA) и с цеолитами (IVБ); V — гравийно-песчано-глинистые и карбонатные осадки подводных гор; VI — биогенно-терригенные осадки Гавайского архипелага с примесью вулкапо-

1 — прибрежные вулкано-терригенные и биогенно-терригенные; II — геми- кластики: I — галька, 2 — песчано-алевритовый ил, 3 — песчанисто-глинистый ил, 4 — алевритисто-глинистый ил, 5 — глинистый ил, 6 — карбонатноглинистый ил, 7 — вулканический пепел, 8 — кремнистые организмы, 9 — водоросли, 10 — фораминиферы, 11 — кокколитофориды, 12 — пирит, 13 — глауконит, 14 — Fe—Мп-конкреции, 15 — Fe—Мп-микроконкреции, 16 — цеолиты, 17 — перерывы в осадконакоплении, 18 — приблизительные границы одновозрастных осадков



Фиг. 3. Осадки разных литолого-фациальных типов

Прибрежные вулкано-терригенные осадки: a— глинисто-песчанистый ил, видны обломки плагиоклаза (светлые) и андезита (темные), вокруг зерна плагиоклаза каемка глауконита (1), \times 150, николь один; δ — глинисто-песчанистый ил, фр. 0,1—0,05 мм, свежие зерна магнетита, плагиоклаза, пироксена, \times 150; темипелагические осадки: δ — кремнисто-глинистый ил с примесью пирокластики. Скопления диатомовых, внутренние полости отдельных организмов заполнены микроглобулами пирита, \times 300, николь один; глины переходного типа: ϵ — пепловый прослой, скопления частиц бесцветного стекла в глинистой массе, \times 150, николь один; δ — пепловый прослой, частицы стекла во фр. \times 0,001 мм, снято под электронным микроскопом; ϵ — глинистый ил со скоплениями кристаллов аутигенного барита (светлые) и микростяжений гидроокислов железа (темное), \times 150, николь один; колонка 655

Присутствие в прибрежных осадках неупорядоченных смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых образований, характерных для кор выветривания гумидных субтропиков (Черняховский и др., 1975), является также признаком терригенной природы глин этой зоны. Подобные образования достаточно широко распространены и обнаружены также в гемипелагических илах и осадках переходного типа (ст. 668, 667, 671, 672, 655).

Аутигенные образования в прибрежных осадках западной и восточной частей профиля практически одинаковы. Это глауконит и пирит. Глауконит образует скопления микростяжений или глобул преимущественно в грубых песчано-алевритовых пачках и составляет 20—40% осадка. Пирит ассоциирует с более тонкими глинистыми илами. Формы его выделения многообразны: микровкрапленность, линзы, прожилки, замещение органических остатков, выполнение внутренних полостей скелетов микроорганизмов и цементация обломочных зерен. Содержание пирита определено аналитически и составляет доли процента — 2%.

II. ГЕМИПЕЛАГИЧЕСКИЕ ГЛИНИСТЫЕ, СЛАБОКРЕМНИСТЫЕ И СЛАБОИЗВЕСТКОВИСТЫЕ ИЛЫ (ст. 6162—6166 и 671—672)

Гемипелагические осадки на западе, у берегов Японии, и на востоке, у Мексиканского побережья, покрывают нижнюю часть континентального склона, дно глубоководных желобов и частично захватывают окраину ложа океана. Ширина полосы их распространения на западе составляет 600—700 км, на востоке не превышает 250 км. Илы зеленовато-серые, восстановленные, кроме окисленной поверхностной пленки толщиной 2—3 см, которая имеет бурую окраску.

Величина Eh в толще осадка составляет — (-569) — (+48) мв, в окисленной пленке — (+60) — (+580) мв. По сравнению с прибрежными осадками для гемипелагических характерно резкое сокращение песчано-алевритового материала, который концентрируется в отдельных прослоях и линзах, редко превышая 6—13% осадка, и по составу не отличается от прибрежных илов. Количество пелитовой фракции соответственно возрастает до 70 — более 80%. Гемипелагические осадв отличие от прибрежных, характеризующихся изменчивостью коротких расстояниях, представлены монотонной толщей зеленовато-серого слабокремнистого и глинисто-кремнистого ила, содержащего до 20—30% диатомовых, сине-зеленых водорослей и других кремнистых организмов, а также небольшую примесь карбонатных (фиг. 3, в). Гемипелагические осадки западной и восточной частей профиля, как и прибрежные, относительно обогащены карбонатом кальция, биогенным кремнеземом и органическим углеродом. Содержание СаСО3 на западе составляет 0-5% (среднее -0.64%), на востоке -0-17%(среднее — 3%). Содержание SiO_{2am} колеблется на западе от 4,8 до 26%(среднее — 12%), на востоке — от 0.84 до 2.8% (среднее — 1.7%). Количество C_{opr} в западной части профиля составляет 0,25—2,25% (среднее — 1,1%), в восточной части меняется от 0 до 2,45% (среднее — 1,43%). В глинистой фракции осадка в западной части профиля смектиты составляют более 50%, гидрослюды — 30—50%, присутствуют каолинит (?) и хлорит. В восточной части содержание смектита повышается до 70-75%, гидрослюда составляет 18-22%, хлорит и каолинит - в сумме 5—6%.

В гемипелагических осадках встречаются линзообразные прослои бесцветного стекла (N=1,496—1,505), а также зоны обогащения пирокластикой. Химический состав стекла (таблица) и показатели преломления свидетельствуют о принадлежности пепла к риолит-дацитовому ряду.

	1		Тиг	ы осадков	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
		1 *			11 **	
Состав		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Номер ст	анции, глубин	a	
	6164***	671	6167	6167	6186	6!86
	240—250	368—370	167—173	285—292	365375	480—490
SiO ₂	72,05	69,48	67,62	70,27	70,61	71,98
TiO_2	0,30	0,12	0,51	0,42	0,30	0,30
$Al_2\bar{O_3}$	11,61	11,97	14,01	12,00	11,75	12,93
$Fe_2^{\circ}O_3^{\circ}$ FeO	1,45	1,89	1,22	1,69	1.96	0,64
FeO	1,14	0,38	0,82	0,60	1,02	1,05
P_2O_5	0,03	0,04	0,13	0,06	0,05	0,05
CaO	2,54	0,80	2,07	2,80	2,04	2,67
MgO	0,42	0,49	0,51	0,48	0,61	0,23
, MnO	0,07	0,04	0,13	0,30	0,06	0,07
Na_2O	4,15	4,90	4,69	4,48	3,95	3,62
K₂Ō	2,87	4,27	4,74	2,87	3,29	2,87
H₀O+	3,55	4,90	3,24	3,64	3,83	2,91
H ₂ O-	0,40	0,43	0,41	0,47	0,73	0,35
H ₂ O~ CO ₂ C	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
	»	»	»	»	0,05	»
Сумма	100,58	99,71	100,10	100,08	100,25	99,67
оказатель пре-					i	
ломления	1,500	1,500—1,502	1,505	1,505	1,496—1,500	1,496—1,5

^{*} I — гемипелагические осадки.

Аутигенные минералы в гемипелагических осадках те же, что и в вулкано-терригенных,— глауконит и сульфиды железа. Количество глауконита и размер глобул здесь заметно уменьшаются. Сульфиды железа присутствуют примерно в тех же концентрациях, что и в прибрежной зоне.

III. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ГЛИНЫ ПЕРЕХОДНОГО ТИПА (ст. 6167—6171, 655, 673, 674)

В сторону центральных областей океана богатые биогенным и обломочным материалом восстановленные осадки прибрежной и гемипелагической зон постепенно сменяются окисленными пелагическими илами. По периферии Северо-Западной и Северо-Восточной глубоководных впадин распространены глины переходного типа. В районе профиля они простираются в виде полос шириной 600—650 км на западе и примерно 500 км на востоке. Осадки переходного типа, или миопелагические, впервые выделенные Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа (1968), сохраняют многие черты гемипелагических илов, поэтому границу между обоими типами удается провести лишь с известной долей условности. Одним из критериев для проведения границы является изменение серой окраски ила на светло-шоколадную и пятнистую палево-желтую (Eh колеблется от —70 до +600 мв), а также появление железомарганцевых конкреций в поверхностном слое пелагических глин. Глины переходного типа более чем на 80% состоят из пелитовой фракции. Примесь алевритовых обломков с суши в западной части профиля невелика и включает минералы пород андезитовой зоны островной дуги: полевые шпаты, пироксены, рудные, а также кварц, которые в сумме не превышают 20% алевритовой фракции. Основная масса алеврита состоит из бесцветного стекла и обломков пемзы, содержит небольшую примесь кремнистых организмов.

В Северо-Восточной котловине картина существенно иная. Количество алевритовой примеси в поверхностном слое глин переходного типа

^{**} II — пелагические осадки переходного типа.
*** В числителе — номер станции, в знаменателе — глубина, см.

возрастает местами до 28%. Однако комплекс минералов свидетельствует о том, что влияние Северо-Американской суши незначительно: из характерных для этой провинции минералов присутствуют лишь кварц (2—4%), встречаются отдельные зерна эпидота, амфиболов, ставролита, граната, циркона. Вместе с тем здесь количественно преобладают продукты переотложения базальтов. В тяжелой фракции магнетит составляет более 50%, авгит — около 15%, гиперстен — 3—5%, роговая обманка — 1—2%. Легкая подфракция в основном представлена повсеместно распространенными частицами бесцветного вулканического стекла, а также плагиоклазами. Присутствуют обломки базальта. Обогащение обломочным материалом глин переходного типа, так же как и состав обломков, обусловлены главным образом сносом с близлежащих вулканических островов.

Четко ограниченные пепловые прослои, отмеченные в гемипелагических осадках, особенно характерны для глин переходного типа. В западной части профиля в них наблюдается от одного до трех светло-серых прослоев вулканического пепла мощностью от 1—7 до 25 см. В разрезах осадочной толщи у Мексиканского побережья пепел встречается главным образом в виде включений, скоплений и линз толщиной несколько миллиметров или обогащает относительно мощные (до $50 \, cm$) пачки (фиг. 3, е). В донных осадках этой зоны содержание пирокластики можно оценить лишь ориентировочно, заведомо опуская часть ее, находящуюся в тонкодисперсной форме, присутствие которой выявлено при просмотре пелитовой фракции под электронным микроскопом (фиг. 3, ∂). Для западной части профиля мы воспользовались расчетами М. А. Репечки, детально изучавшего пирокластический материал в Северо-Западной части Тихого океана. Согласно данным этого исследователя, в осадках переходного типа и частично в гемипелагических среднее содержание пирокластики песчано-алевритовой размерности на осадок в целом немногим больше 4%. У берегов Мексики, по нашим наблюдениям, оно колеблется от долей процента до 15%.

Количество биогенных компонентов в осадках переходного типа з целом меньше, чем гемипелагических. Содержание в них $CaCO_3$ в западной части профиля ничтожно (0-0.64%, среднее-0.08%), количество $SiO_{2\,\text{am}}$ на западе колеблется от 4,0 до 7,8% (среднее — 5,9), на востоке — от 0,9 до 4,7% (среднее—2,3%). Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ на западе и на востоке составляет соответственно 0,64 и 0,28%. Необходимо отметить, что распределение $CaCO_3$, $SiO_{2\,\text{am}}$ и $C_{\text{орг}}$ в толще глин переходного типа весьма неравномерно. Как на западе, так и на востоке в отдельных пачках мощностью до 1 M и более встречаются скопления диатомовых, радиолярий, спикул губок и в особенности пучков сине-зеленых водорослей. На эти скопления и приходятся максимальные значения $SiO_{2\,\text{am}}$ (ст. 6171 — около 8%), а также $C_{\text{орг}}$ — до 1,5%, необычные для этого типа осадков.

Глубоководные пелагические глины переходного типа на глубинах, превышающих критические глубины карбонатонакопления, сменяются карбонатными осадками, которые покрывают подводные возвышенности в пелагических областях океана.

Состав глинистых минералов в осадках переходного типа неодинаков в западной и восточной частях профиля. На западе наблюдается переход от существенно смектитовых глин прибрежной и гемипелагической зон к существенно гидрослюдистым глинам центральных областей Северо-Западной котловины. Основная масса гидрослюдистого материала поставляется крупнейшими реками Азиатского континента и выносится в эти области мощными течениями. Оба минерала присутствуют в количестве 30—50% от суммы глин. В восточной части профиля в осадках переходного типа устойчиво преобладают смектиты (60, 70% от суммы

глинистых минералов), что также связано с переотложением продуктов выветривания поступающих с суши (Griffin et al., 1968).

Аутигенные образования в глинах рассматриваемого типа также имеют переходный характер. Железомарганцевые конкреции в поверхностном слои ила представлены зачаточными формами (обломки пемзы и других пород, покрытые коркой гидроокислов Fe и Mn толщиной 1—3 мм). Наряду с этими типичными образованиями пелагических областей океана встречаются единичные глобули глауконита, а также микровкрапленность сульфидов.

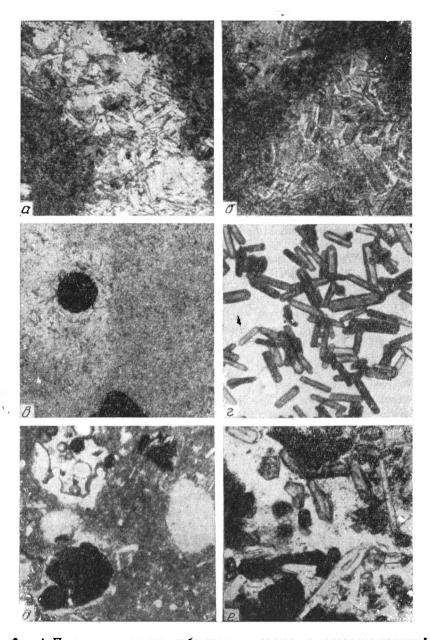
В глинах переходного типа восточной части профиля присутствует необычный для этого фациального типа комплекс аутигенных образований. Здесь обильны Fe—Мп-микроконкреции и стяжения, развитые не только на поверхности осадка, но и в его толще (ст. 655). В той же колонке в глинах обнаружены и другие аутигенные минералы: хорошо откристаллизованный барит (фиг. 3, е), радиально-лучистые кристаллы гипса, новообразованный железистый монтмориллонит. Мы связываем происхождение всего комплекса этих новообразований с влиянием эксгалятивного фактора (Бутузова и др., 1975).

IV. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ КРАСНЫЕ ГЛИНЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН (ст. 6174—6176, 615, 625, 643—651)

Во внутренних областях Северо-Западной и Северо-Восточной котловин глины переходного типа постепенно сменяются типичными пелагическими красными глинами, представляющими собой однородные, окисленные глинистые илы темно-коричневого цвета; значения окислительновосстановительного потенциала колеблются в Северо-Западной котловине от 243 до 310 мв, в Северо-Восточной — от 510 до 630 мв. В поверхностном слое глины содержат Fe—Мп-конкреции, состоящие преимущественно из рудного вещества. Красные глины практически бескарбонатны и почти не содержат аморфного кремнезема.

Содержание СаСО₃ обычно составляет 0,15—0,22% и не поднимается выше 2,4%, содержание $SiO_{2am}-1,1-2,9\%$, максимальное -5,7%; количество C_{opr} меняется от 0 до 0,82%. Эвпелагические глинистые алы на 80-98% сложены частицами пелитовой размерности, содержание субколлоидной фракции часто превышает 40%. Это наиболее тонкие осадки океана. В составе алевритовой фракции в периферической части глубоководных котловин основную роль играют частицы бесцветного кислого вулканического пепла, в центральных частях алевритовая примесь состоит преимущественно из цеолитов. Пелагические глины глубоководных котловин подразделяются, таким образом, на глины с примесью вулканического пепла (IVA) и глины с цеолитами (IVB). Глины с примесью пепла (IVA) в Северо-Западной котловине образуют полосу шириной 1500 км (ст. 6172—6174), в Северо-Восточной — примерно порядка 500 км (ст. 675, 653). Пепловые частицы обычно рассеяны в толще глинистого ила, либо образуют микроскопления, линзы, выполняют пустоты размером в несколько миллиметров (фиг. 4, а). Рассеянная форма нахождения пепловых частиц характерна для пелагических глин, как и выдержанные пепловые прослои для глин переходного типа. Скопления пепловых частиц, как правило, ассоциируют со свежими алевритовыми обломками кварца и полевого шпата, хорошо отсортированными по размеру. Широкое распространение этой минеральной ассоциации во всех типах осадков на профиле, по-видимому, можно считать подтверждением ее эолового генезиса (Rex, Goldberg, 1958). Примесь терригенных обломков алевритовой размерности ничтожна.

Глины с цеолитами (IVБ) широко распространены в наиболее удаленных от берега центральных частях глубоководных котловин с мини-



Фиг. 4. Пелагические осадки глубоководных котловин и подводных поднятий

a — линзообразное скопление частиц бесцветного стекла в однородном глинистом иле, $\times 150$, николь один (зона IVA); δ — скопление кристаллов филлипсита в однородном глинистом иле, $\times 300$, николь один (зона IVБ); ϵ — однородный глинистый ил с отдельными Fe—Мп-микроконкрециями, $\times 150$, николь один; ϵ — кристаллы филлипсита, фр. 0,1—0,01 мм, $\times 150$, николь один; осадки подводных гор: δ — обломки базальта в толще глинистого ила, $\times 72$, николь один; осадки Гавайского архипелага: ϵ — скопления микрообломков в толще карбонатно-кремнисто-глинистого ила (магнетит, плагиоклазы, пироксены и др.), $\times 150$, николь один

мальными скоростями осадконакопления. В Северо-Западной котловине эти глины простираются по линии профиля более чем на 600 км (ст. 6175—6176), в Северо-Восточной — на 2800 км (ст. 643—651). Содержание пепловых частиц а евритовой размерности убывает здесь до минимума, как и примесь терригенных обломков. Пепловый материал, возможно, присутствует в составе пелитовой фракции и фиксируется на рентгено-дифрактограммах в виде рентгеноаморфной фазы. В составе алевритовой фракции преобладают аутигенные образования — кристаллы цеолитов, Fe—Мп-микроконкреции, — наблюдается относительное ее обогащение биогенным материалом (кости и зубы рыб, скелеты фораминифер).

Цеолиты в осадках встречаются в виде скоплений неправильной формы, гнезд и линз полупрозрачных кристаллов, пронизывающих массу глинистого ила, образуют также инкрустации прозрачных кристаллов на стенках микропустот. Участки, обогащенные цеолитом, по форме напоминают скопления пирокластики в глинах с примесью пеплового материала. Всестороннее изучение этого минерала позволило идентифицировать его как филлипсит. Он встречается в виде отдельных кристаллов размером 0,01—0,1 мм и образует двойники и сростки (фиг. 4, г).

Помимо цеолитов к числу аутигенных образований, характерных для внутренних областей пелагической зоны с минимальными скоростями осадконакопления, относятся Fe—Мп-микроконкреции, массовое распространение которых характерно именно для зоны IVБ. Пелагические глины на западе на 50—60% сложены гидрослюдами, количество смектитов не превышает 30%, примесь хлорита и каолинита составляет 15—20%. По сравнению с глинами переходного типа здесь наблюдается рост гидрослюд, которые по мере приближения к центральной части котловины становятся главным компонентом тонкодисперсной части осадка. В Северо-Восточной котловине глины на 50—75% сложены смектитами, содержание гидрослюд составляет 25—45%, примесь хлорита и каолинита в сумме — около 5—6%.

v. осадки подводных поднятий (ст. 611, 612, 613)

В области подводных гор Маркус-Неккер тонкие глинистые илы глубоководных котловин постепенно сменяются гравийно-песчано-глинистыми, карбонатно-глинистыми и карбонатными осадками. Вершины подводных гор, находящиеся выше критической глубины карбонатонакопления, покрыты фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами (ст. 6178 и др.). В межгорных впадинах окисленные глинистые илы обогащены несортированным песчано-алевритовым материалом и гравийными обломками местных пород океанического дна — базальтами, океаническими кремнями, а также палагонитом, радиально-лучастыми цеолитами (фиг. $4, \partial$). В толице глин присутствуют линзообразные прослои тонкого фораминиферо-кокколитового ила мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см. Содержание CaCO₃ колеблется от долей первых процентов в глинистых прослоях до 34% в существенно карбонатных; $SiO_{2 am}$ — 0,6—2,4% (среднее — 1,2%), C_{opp} — 0—0,7% (среднее — 0.2%). Вместе с тем глинистые илы межгорных впадин сохраняют характерные черты красных глин. В этих илах отсутствуют обломки, принесенные с суши, кроме скоплений эоловых частиц пепла, кварца и поле-. вого шпата встречаются обломки костей рыб и зубы акул. Глины обогашены аутигенными цеолитами и Fe—Mn-микроконкрециями. Таким образом, и процесс карбонатонакопления, и обогащение осадков обломочным материалом местных пород океанического дна в условиях подводного поднятия пелагической зоны накладывались на стандартный фон глубоководных пелагических красных глин, т. е. осадки подводных поднятий полифациальны.

В составе вмещающего глинистого ила преобладают гидрослюды (60—65% от суммы глинистых минералов), содержание смектитов, так же как хлорита и каолинита,—17—25%. Выявленные особенности донных осадков позволяют судить об условиях их формирования. Базальтовый состав обломков, отсутствие окатанности, беспорядочное распределение в глинистой толще, карманообразные прослои несортированного материала, залегающие с размывом на подстилающих глинах, свидетельствуют о переносе материала мутьевыми потоками с положительных форм рельефа в разделяющие их понижения. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изучения видового состава фораминифер, выполненного В. А. Крашенинниковым, которым показано, что в карбонатных прослоях наблюдается смесь разновозрастных микроорганизмов.

VI. ОСАДКИ ГАВАЙСКОГО АРХИПЕЛАГА (ст. 626—629, 636—638, 686, 641, 677, 678)

Донные осадки Гавайского архипелага, расположенного в центральной части пелагической зоны океана, существенно отличаются от пелагических осадков рассмотренных ранее типов. Они занимают сравнительно небольшую площадь вокруг островов, границы которой проходят на 200—300 км западнее и юго-западнее суши и на 300—600 км восточнее и юго-восточнее. За пределами этой области распространены типичные красные глины глубоководных котловин. В направлении от берега к пелагиали наблюдается закономерная смена разных типов осадков.

- 1. Прибрежные мелководные обломочно-карбонатные илы, описанные Фэном и Грюнвальдом (Fan and Grunwald, 1971), состоят из раковинок фораминифер, моллюсков, панцирей ежей, обломков кораллов, водорослей и часто представляют собой карбонатные пески. В составе терригенной примеси присутствуют обломки свежих и в разной степени выветрелых островных базальтов, а также отдельных слагающих их компонентов. Глинистые минералы представлены каолинитом, метагаллуазитом, иллитом, смектитами, хлоритом, аллофаном и другими аморфными компонентами.
- 2. Карбонатные и глинисто-карбонатные илы шельфа и островного склона (ст. 628, 629, 637 и 638) представляют собой скопления скелетов планктонных и донных фораминифер, обломков раковин пелеципод и гастропод и других карбонатных организмов, погруженных в глинисто-карбонатную массу. Содержание СаСО₃ колеблется от нескольких процентов до 85%. Как правило, присутствует 1—2% кремнистых организмов (диатомеи, силикофлагелляты, радиолярии, спикулы губок), содержание С_{орг}—0—0,8%. В глинистой фракции преобладают гидрослюды (40—50%), присутствуют смектиты (26—33%), хлорит и каолинит (19—35%). Состав терригенных зерен тот же, что и в мелководных илах; характерно присутствие частиц зеленого и в меньшей степени бесцветного стекла, а также единичных цеолитов.
- 3. Кремнистые и глинистые илы Гавайского желоба и прилегающих глубоководных участков дна (ст. 626, 686, 641, 678 и 677) связаны с глинисто-карбонатными осадками постепенными переходами. Типичные кремнистые илы, обогащенные остатками гигантских диатомовых (Ethmodiscus) и содержащие более 70% аморфного кремнезема, по данным Фэна и Грюнвальда, встречаются локально к востоку от островов. На линии профиля кремнисто-глинистый ил горчичного и олив кового цвета содержит 5-30% кремнистых организмов $(1,5-5,6\% \ SiO_{2\,am}$, до $0,6\% \ C_{opr}$). Характерна примесь (1-20%) алевритовых обломков минералов базальта (фиг. 4,e), а также кварца, основного и кислого вулканического стекла. В отдельных прослоях стекло составляет до 80% алевритовой фракции и включает три разновидности: зеленое (N=

=1,586—1,600), бурое (N=1,542—1,552) и бесцветное (N=1,485—1,500), причем резко преобладает зеленое. В толще глинисто-кремнистых илов встречаются единичные прослои типичных пелагических красных глин. Для глинистой составляющей осадков Гавайской зоны по сравнению с осадками Северо-Западной котловины и гор Маркус-Неккер характерно увеличение роли смектитов. Смектиты присутствуют здесь в равных количествах с гидрослюдой (40%). Это обогащение, повидимому, обусловлено влиянием местного источника сноса. Осадки Гавайского архипелага по мере удаления от островов сменяются типичными красными глинами.

VII. КОРРЕЛЯЦИЯ ОСАДКОВ РАЗНЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Для изучения многих вопросов седиментации и геохимии океанических осадков на количественной основе необходима достаточно детальная корреляция осадочных образований различных литолого-фациальных зон. Такая корреляция представляет значительные трудности, вытекающие по крайней мере из двух особенностей океанического осадконакопления. Первая особенность — закономерное изменение состава и строения осадочной толщи от берега в глубь бассейна, детально рассмотренная, в частности, в настоящей статье. Вторая особенность — изменение скоростей осадконакопления в том же направлении.

Едва ли не единственную более или менее объективную возможность стратиграфического расчленения осадочной толщи и сопоставления разрезов из всех фациальных областей, включая пелагические, дают прямые определения абсолютного возраста, датировка палеомагнитными методами, а также сравнение скоростей осадконакопления. Для сопоставления разрезов изученного профиля мы воспользовались результатами определений абсолютного возраста, выполненных гамма-методом в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР под руководством В. М. Купцова (52 образца). Нами использована также карта скоростей осадконакопления в Мировом океане, составленная А. П. Лисицыным (1971) на основе прямых определений абсолютного возраста, палеомагнитных и биостратиграфических данных.

Из всех этих материалов следует, что формирование вулкано-терригенных и гемипелагических осадков приматериковых областей происходило со скоростью 40—10 мм в 1000 лет, пелагических глин переходного типа — со скоростью 10—3 мм в 1000 лет, пелагических красных глин глубоководных котловин — со скоростью 3—1 мм в 1000 лет в их окраинных частях и менее 1 мм в 1000 лет — в центральных, наиболее удаленных от континентов. Примерно такие же скорости, порядка 3 мм в 1000 лет, определены на подводных горах Маркус-Неккер. В районе Гавайского архипелага скорости резко возрастают до 30—10 мм в 1000 лет. По этим данным, толща прибрежных и гемипелагических осадков мощностью 600 см сформировалась примерно за 200—300 тыс. лет и соответствует пачке красных глин глубоководных впадин мощностью 20-60 см. При некоторой условности этих сопоставлений можно выделить синхроничный слой ссадков, образовавшийся за 100 тыс. лет, мощность которого в прибрежной полосе составит около 300 см, а в пе-10—30 см. На профиле (фиг. 2) выделены два синхроничных слоя, каждый из которых образовался примерно за 100 тыс. лет. Использование синхроничного слоя для количественно-минералогического и геохимического изучения осадков на трансокеанском профиле вполне правомерно. Как уже отмечалось ранее (Страхов и др., 1973), скорости осадконакопления, а следовательно, и мощности одновозрастных осадков прибрежной и гемипелагической зон, с одной стороны, и пелагических красных глин — с другой, отличаются примерно на порядок. Эта разница настолько значительна, что возможное завышение мощностей пелагических осадков, почти не охарактеризованных фаунистически, даже в 2—4 раза, не изменило бы общей картины распределения минералов и химических элементов на профиле в выбранном возрастном промежутке. Добавим к этому, что пелагические глинистые илы глубоководных котловин сохраняют однородность, как правило, по всей мощности колонок.

Закономерная смена осадков разных литолого-фациальных типов на трансокеанском профиле однозначно свидетельствует о том, что ведущая роль в их образовании принадлежит биогенно-терригенной седиментации. Подтверждением этому служит отчетливая связь с источниками сноса как обломочного, так и тонкодисперсного глинистого материала, постепенное его изменение в направлении от берега к пелагиали, сокращение роли биогенных компонентов и уменьшение скоростей осадконакопления в этом же направлении (фиг. 2). В самом деле, главная масса обломочного материала отлагается в узкой полосе прибрежной зоны, причем у берегов Японии вулкано-терригенные, осадки песчаной размерности представляют собой почти неизмененные продукты переотложения андезитовой зоны с примесью биогенного материала. В осадках у Американского побережья минеральный состав обломков определяют продукты переотложения кислых пород батолитового пояса Калифорнии и Мексики, а также продукты андезитового вулканизма. Дальше от берега в гемипелагической зоне резко уменьшается количество песчано-алевритовой примеси, тогда как состав терригенных обломков практически остается прежним. За пределами полосы распространения этих двух зон шириной около 900 км на западе и примерно 500 км на востоке в глинах переходного типа относительно возрастает роль кислой пирокластики. Наконец, наиболее тонкие пелагические осадки — красные глины глубоководных котловин --- содержат в краевых частях только рассеянную примесь пепловых частиц алевритовой размерности, количество которых к центру котловин убывает до минимума. В эти внутренние области пелагической зоны как терригенный, так и пирокластический материал приносится лишь в тонкодисперсной фазе.

Связь океанических осадков с береговыми источниками сноса отчетливо прослеживается и по изменению состава глинистых минералов. Существенно смектитовые осадки прибрежной и гемипелагической зон как на западе, так и на востоке сменяются существенно гидрослюдистыми в центральных областях пелагической зоны. Усиление роли гидрослюд, терригенная природа которых несомненна, в составе пелагических илов, как и широкое распространение в осадках диоктаэдрической разности монтмориллонита, поступающей с континентов (Градусов, 1976), свидетельствуют о доминирующей роли терригенной составляющей не только в крупной, но и в тонкодисперсной фазе осадков. Подтверждением этому служат также определения абсолютного возраста глинистых илов, выполненные К—Аг-мегодом в 16 колонках западной части разреза, характеризующие все литолого-фациальные типы осадков от прибрежных до пелагических илов глубоководных котловин (данные А. Я. Крылова, Радиевый институт, Ленинград). Полученные значения колеблются от 90 до 170 млн. лет и, что весьма существенно, практически не меняются сверху вниз по колонке. Они соответствуют юре — низам верхнего мела. Иными словами, возраст глинистых частиц отвечает возрасту пород суши, за счет размыва которых формировались донные отложения океана. Необходимо отметить, однако, что в пелитовой фракции осадков присутствует также примесь новообразованных гличистых минералов, и прежде всего монтмориллонита, возникшего за счет преобразования тонкодисперсной пирокластики, а также локально развитые магниевые силикаты и Fе-монтмориллониты эксгалятивного генезиса. Из приведенных данных очевидна преимущественно терригенная природа всех рассмотренных типсв осадков от прибрежных до пелагических илов глубоководных котлович и межгорных впадин. В пелагической зоне океана на фоне сильно редуцированного поступления материала с континентов существует также второй, внутренний источник сноса, которым являются базальтовые породы поднятий — островов и подчодных гор. Грубообломочные продукты переотложения базальтов распространены локально, в непосредственной близости от источника. Более тонкий алевритовый материал обнаружен в осадках на расстоянии более 300 км к западу и востоку от подводных гор. Обломки гавайских базальтов алевритовой размерности распространены на 100—200 км на запад и свыше 500 км на восток от островов, а в количестве 1—3% эти обломки разносятся более чем на 1000 км. Третьим источником осадочного материала служат вулканы андезитовой зоны и базальтовый вулканизм сводовых поднятий океанической коры. Вулканы андезитовой зоны поставляют в осадки кислую пирокластику, присутствующую практически повсеместно на всем трансокеанском профиле. Примесь основных стекол встречается в осадках, окружающих Гавайские острова, на расстоянии 300-400 км. В отдельных колонках восточной части профиля (ст. 655) обнаружен эксгалятивный привнос материала, отразившийся в образовании аутигенного барита, гипса, Fe-монтмориллонита, и скоплений гидроокислов железа и марганца. Влияние внутриокеанических источников сноса (острова, подводные горы), так же как и эксгалятивного привноса, проявляется локально. Содержание широко распространенной кислой пирокластики, равно и аутигенных цеолитов, в общей массе осадка не превышает 10%. Это дает право сделать вывод, что вулканогенный фактор, так же как и переотложение пород ложа экеана не меняют, а лишь заметно у ложняют картину терригенной седиментации в изученной области океана.

Необходимо отметить, что литолого-фациальные типы, образующие генетический ряд, типичны для океанского осадконакопления и имеют общее значение.

Литолого-фациальное изучение океанических осадков только начинается. Выделенные их типы в дальнейшем могут быть расчленены на более дробные. Однако их особенности, выявленные нами и другими исследователями, которые частично упомянуты в настоящей статье, будут способствовать воссозданию общей картины океанской седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Градусов Б. П. Кристаллохимические и генетические типы смектитового компонента в современных осадках.— Докл. АН СССР. 1976, т. 231, № 3. Жемчужников Ю. А. Что такое фация? — В кн.: Литологический сборник, вып. І. М.—

Л., Гостоптехиздат, 1948.

Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в осадках Северо-Западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.

Лисицын А. П. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, № 6.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. І, ІІ. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океан.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Земкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распространения элементов в Тихом океане (Японский профиль). — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН, М., «Наука», 1969, вып. 197.

Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. Генезис каолинит-смектитов в корах выветривания. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.

Andree K. Geologie des Meersbodens. Leipzig, 1920.

Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.—Yale Univ. Geol. Dept Geochem. Tech. Rep., 1964, v. 8.

Dudal R. Correlation of soils derived from volcanic ash. In: «Meeting on the Classification and Correlation of soils from Volcanic Ash». World Soil Resources Rep. F. A. O., 1964, 14.

Fan Pou-Foong and Grunwald R. R. Sediment distribution in the Hawaiian Archipela-

go.— Science, 1971, v. 25.

Griffin G., Windom H., Goldberg E. The distribution of clay minerals in the World Ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 4.

Krummel O. Handbuch der Ozeanographie, Bd 1. Stuttgart, 1907.

Murray L., Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the speciments collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the years 1872—1876, 1891.

Murray I., Renard A. F. On the nomenclature, origin and distribution of deep-sea depo-

sits.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1884, 12, 495.

Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean.-Tellus, 1958, 10, v. 1.

гин ан ссср. Москва

Дата поступления 9.111.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.353(266)

ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

М. А. ГЛАГОЛЕВА, В. А. КОННОВ, Ю. П. ПАРАХОНИ, Т. А. ЯГОЛИНСКАЯ

Изучено распределение Fe, Mn, Ti, Cu, Ni, Co, V, Cr, Mo, As в осадках на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики. В поверхностном и в изохроничном слоях осадков содержание каждого из исследованных элементов растет, причем более резко у подвижных — Мп, Мо, Cu, Ni, Co, As, от биогенно-терригенных осадков Мексиканского побережья к пелагическим красным глинам Северо-Восточной котловины. В пригавайских осадках, обогащенных грубообломочным вулкано-терригенным и пирокластическим материалом основного состава с высоким содержанием Тi, Fe, Cr, V, P, количество этих элементов и на поверхности и в толще осадков резко возрастает, а концентрации Mn, Mo, Ni, Co, Cu, As по той же причине падают по сравнению с красными глинами.

Выявлен район гемипелагических и переходных осадков, в которых содержание Мп, Fe, Cu, Ni, Mo, As, (Ba) намного выше, чем в красных глинах и аналогичных осадках северо-западной части Тихого океана. Это связано с эксгалятивно-гидротермальной деятельностью тектонически активной зоны на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Показан одинаковый характер распределения элементов в поверхностном и в изохроничном слоях осадков на большей части разреза. Установлено принципиальное сходство распределения элементов в осадках западной и восточной частей транстихоокеанского разреза.

ЦЕЛЬ РАБОТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Задачей 46-го рейса НИС «Витязь» и 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» было создание литолого-геохимического профиля через Тихий океан от берегов Японии на западе до Американского континента на востоке. Изучению осадков этого разреза посвящен ряд работ (Лисицына и Дворецкая, 1972; Лисицына и др., 1973; Волков и др., 1972, 1973, 1974, 2; Страхов, 1972; Страхов и др., 1973; Глаголева, 1972; Романкевич, 1974; Глаголева и др., 1975; Бутузова и др., 1975; Логвиненко и др., 1975; Лисицына и др., 1976).

В настоящей работе рассмотрено распределение Fe, V, Cr, Mn, Ni, Co, Mo, Cu, As в осадках восточной части транстихоокеанского разреза. Материал собран в 9-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» и представляет собой колонки осадков 20 станций, расположенных на разрезе от Гавай-

ских островов до побережья Мексики (фиг. 1).

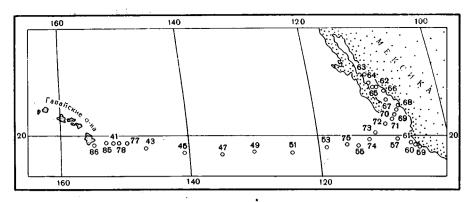
Определение Fe, Mn, V, Cr, Mo, As проводилось химическими объемными и фотометрическими методами, а Cu, Ni, Co—методом атомной абсорбции. Было проанализировано 280 проб, из них на V, Cr, Mo — 210, на As — 273, на Fe, Mn, Cu, Ni, Co и формы Fe и Mn — 280. Результаты анализов (в пересчете на бескарбонатно-бескремнеземное вещество) и величины Eh приведены в табл. 1.

Таблица 1
Величины Eh и содержание элементов в поверхностном и средневзвешенное содержание в изохроничном слоях осадков в пересчете на бескарбонатно-бескремнеземное вещество

		El	1, мв	CaCC	D ₃ , %	Con	r, %	Fe	вал, %	Fe _{peaki}	ц, % от	Fe+2,	% от еакц	MnB	ал. %	Mn+⁴, Mn	% от
№ ст.	Тип осадков		пределы	l							вал		сакц				вал
		поверхи.	колебаний в колонке	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	-1	2
686 685 641 678 677	Пригавайские	520 540 530 560 550	510 510 510 540 530 570 520 570 520 590	0,18 0,16 1,46 0,34 0,18	- 0,83 0 0	0,13 0,22 0,46 0,19 0,14	- 0,71 0,13 0,20	8,96 8,85 7,63 8,03 6,30	9,22 8,53 7,66 7,55 7,54	40,0 27,3 21,7 18,6 18,6	39,9 21,3 20,1 18,6 17,6	42,1 4,4 0 0 0	31,1 17,7 3,2 0	0.14 0,19 0,25 0,33 0,39	0,15 0,21 0,31 0,43 0,54	0 0 33 45 100	0 12,8 31 62 76
Среднее	i			0,17	0,28	0,17	0,34	7,95	8,10	25,2	23,5	,		0,26	0,33	35,6	36,4
643 645 647 649 651	Красные глины, IV6	580 580 580 600 600	580 610 580 630 630 580 600 610 590 610	0 0,45 0,20 0,11 0,34	0,40 0,12 0,20 0 0,28	0,07 0,18 0,12 0,10 0,17	0,35 0,04 0,13 0 0,13	6,41 5,81 5,78 5,54 5,39	6,80 6,23 5,96 5,76 5,53	15,2 16,3 15,6 12,3 12,1	13,5 11,4 12,0 9,3 10,5	0 0 0 0	0 0 0 0	0,60 0,66 0,54 0,78 0,52	0,57 0,61 0,53 0,58 0,55	80 95 92 68 90	94 92 94 87 90
Среднее для IVB				0,27	0,18	0,13	0,13	5,79	6,06	14,3	11,3			0,62	0,57	85	91
653 675	Красные глины, IVA	600 600	600 620 560 600	0,25 0,55	0,18 0,02	0,18 0,22	0 0,05	5,39 6,42	5,64 5,48	18,0 10,7	13,0 13,4	0.	0	0,76 1,50	0,76 0,73	100 99	88 81
Среднее для IVA				0,40	0,10	0,20	0,03	5,90	5,56	14,3	13,2		}	1,13	0,74	99	85
Среднее для IV				0,33	0,14	0,16	0,08	5,85	5,81	14,3	12,2	-		0,88	0,65		
655 674 673	Переходные, ІІІ	600 600 600	600 620 440 600 500 70	0,57 1,09 1,73	0,28 0 4,26	0,33 0,37 0,58	0,60 0,12 0,97	5,81 5,52 5,08	7,80 5,39 5,11	25,0 22,9 19,6	18,0 17,8 18,3	0 0 0	0 0 11,6	1,20 1,72 4,04	2,25 0,46 0,46	87 90 83	92 67 40
Среднее				1,13	1,5	0,43	0,56	5,34	6,10	22,5	18,0			2,32	1,06	87	67
657 672 671	Гемипелагические, II	480 480 150	380 50 60—150 —40—180	1,25 1,27 0,73	2,36 4,74 6,00	1,37 1,44 2,36	1,24 1,38 1,36	5,42 5,36 5,25	5,66 4,88 4,48	31,0 15,3 13,4	29,5 20,8 20,0	0 0 0	48,3 69,6 86,3	4,99 1,55 0,14	0,66 0.14 0,05	73 100 100	20 0 0
Среднее		, ·		1,08	4,4	1,73	1,33	5,34	5,01	20,0	23,4		68,1	2,23	0,28	91	j
670 669 668	Прибрежные, І	110 10 80	50350 200300 160290	15,8 7,1 4,87	19,0 7,5 7,0	6,80 7,78 3,66	3,12 4,60 3,47	3,76 3,02 4,00	6,71 3,29 3,66	14,6 16,3 15,8	17,6 28,3 32,9	70,0 84,4 81,4	87,4 89,3 89,9	0,038 0,025 0,042	0,030 0,030 0,030	0 0 0	0 0 0
Среднее				9,28	11,2	6,08	3,73	3,59 3,51	4,55 6e3 670—3,47	15,6	26,3	78,6	88,8	0,035	0,030		
	IV/I IVБ/I] ,				1,63 1,60	1,60 1,75			•		25,1 17,7	21,7 19,0		i

			<u> </u>	1						10-4%	,						
№ ст.	Тип осадков	Ti,	%	Cr	_	V			Мо	As		Cı	u .	N	II.	I	Со
№ ст.		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
686 685 641 678 677	Пригавайские	1,94 1,66 1,70 1,38 0,88	1,85 1,40 1,14 1,00 1,16	282 231 111 137 111	210 153 60 106 77	186 149 131 198 137	136 136 101 98 88	1,2 0,4 1,8 1,6 1,8	0,40 0,26 0,75 0,90 1,16	0,6 4,4 4,5 13,6 3,3	0,6 3,0 5,3 6,5 8,2	87 119 142 174 194	91 100 158 222 221	111 98 106 129 108	122 130 93 167 134	40 43 53 45 65	39 46 50 59 66
Среднее 643 645 647 649 651	Красные глины, IVB	1,47 0,78 0,95 0,59 0,57 0,49	1,31 0,73 0,70 0,63 0,51 0,51	92 66 70 72 66	122 82 70 59 52 48	160 124 97 103 100 105	75 78 95 93 81	1,3 4,3 5,5 5,5 6,3 5 ,9	0,70 5,0 7,9 7,1 8,8 12,1	5,3 17,8 13,8 17,9 21,9 15,4	4,7 11,2 18,7 18,3 14,2 13,7	143 300 256 245 295 240	159 313 265 263 213 239	110 130 117 135 256 139	128 139 126 138 154 132	89 90 93 123 97	52 87 93 93 94 96
Среднее для IVБ 653 675	Красные глины, IVA	0,67 0,51 0,46	0,62 0,51 0,47	73 58 31	62 50 46	106 86 100	84 74 75	5,5 5,5 17,3	8,2 12,8 18,7	17,4 11,5 12,7	15,2 12,3 11,9	267 247 388	260 263 303	155 155 400	144 130 164	98 109 103	93 92 83
Среднее для IVA		0,49	0,49	45	48	93	75	11,6	15,8	12,1	12,1	318	283	278	147	106	87
Среднее для IV		0,58	0,55	59	55	99	80	8,5	12,0	14,7	13,6	293	272	216	146	102	90
655 674 673	Переходные, III	0,48 0,46 0,40	0,36 0,44 0,42	52 32 42	28 3 9 42	92 118 130	67 48 69	4,8 13,2 19,5	31,1 3,6 2,4	13,4 12,1 23,8	41,0 7,3 7,7	240 327 395	386 281 332	194 311 607	341 132 307	101 88 82	65 63 53
Среднее	-	0,45	0,41	42	37	114	61	12,5 8,8	12,4	16,4	18,7	321	333	371	260	90	60
657 672 671	Гемипелагические, II	0,35 0,36 0,37	0,35 0,36 0,39	40 50 59	42 44 41	149 109 106	108 80 94	6,6 1,4	2,4 2,2 2,0	12,2 7,4 3,4	8,4 7,7 22,9	225 132 114	209 128 123	301 156 110	238 148 115	56 48 34	52 41 34
Среднее		0,36	0,37	50	42	121	94	5,6	2,2	7,7	15,3	157	153	189	167	46	42
670 669 668	Прибрежные, І	0,34 0,36 0,44	0,31 0,37 0,43	82 Не опр. 50	146 52 53	72 37 53	85 48 51	5,1 4,6 8,9	2,2 10,7 6,6	5,0 5,8 11,4	14,9 15,6 13,9	70 57 24	59 43 30	86 82 34	60 54 43	20 18 17	22 18 18
Среднее		0,38	0,37	66 50	<u>84</u> <u>53</u>	54 45	61 50	6,1	6,5	7,4	14,8	50	44	67	52	18	19
	IV/I IVE/I	1,53 1,76	1,55 1,70	1,2	1.0 1,2	2.2 2,3	1,6 1,7	1,4 0,9	1,85 1,30	1.99 2,30	0,92 1,02	5,9 5,3	6,2 5,9	3,2 2,5	2,8 2,8	6,0 5,5	4,7

Примечание. Для каждого элемента колонка 1 — содержание в поверх ностном лое, 2 — средневзвешенное содержание.



Фиг. 1. Расположение станций

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ РАЗРЕЗА

В предыдущей работе (Глаголева и др., 1975) содержится характеристика литологических особенностей и окислительно-восстановительной среды осадков восточного профиля. Этот профиль пересекает разные литолого-фациальные типы осадков, которые в направлении от Американского побережья в пелагиаль сменяют друг друга в той же последовательности, что и на западном разрезе, в направлении от берегов Японии к центральным районам Северо-Западной котловины (Лисицына, Дворецкая, 1972): прибрежные осадки (тип I) переходят в гемипелагические (тип II), сменяющиеся переходными (тип III), а затем пелагическими красными глинами с пеплами (тип IVA) и с цеолитами (тип IVB). Литолого-фациальный профиль через весь океан имеет в целом симметричное строение, хотя пелагические красные и переходные глины на восточной части профиля смещены на восток и придвинуты к побережью гораздо ближе, чем на западе, а восстановленные осадки прослеживаются более узкой полосой вдоль Американского побережья на расстоянии не более 500 км. Это связано с влиянием Калифорнийского течения, которое является естественной преградой для поступления терригенного и биогенного материала от берега в пелагиаль. За пределами Калифорнийского течения скорости осадконакопления резко убывают и становятся ниже, чем в соответствующих литолого-фациальных типах осадков западного профиля (Лисицын, 1971).

Средний состав осадков, краевых для нашего разреза, и материнских пород берегов приведен в табл. 2. Биогенно-терригенные осадки Мекси-канского побережья сложены продуктами переотложения кислых пород батолитового пояса Мексики и Калифорнии с примесью продуктов андезитового вулканизма (Gillermo et al., 1974).

По среднему составу прибрежные осадки действительно близки кислым и андезитовым породам, отличаясь от них более высоким содержанием As, Mo, (Cu). Это связано с тем, что в сильно восстановленных осадках происходит накопление указанных элементов и связывание их в форме сульфидов (Бутузова, 1969; Волков, Фомина, 1972), что подтверждается интенсивным образованием сульфидов по всей толще рассматриваемых осадков (Розанов и др., 1976). Аналогичная, но менее ярко выраженная картина по Мо и Аs наблюдается и на западном профиле, в прибрежных восстановленных осадках (Волков и др., 19742). На восточном разрезе процесс фиксации As находит наиболее полное выражение в осадках ст. 671, где резко снижены скорости осадкообразования по сравнению с прибрежными осадками.

В западной части профиля расположены осадки Гавайского архипелага, которые сложены вулкано-терригенным и пирокластическим мате-

Таблица 2 Средний состав краевых осадков Мексиканского профиля и материнских береговых пород

		%					10-4	%		
Осадки и породы	Fe	Mn	Ti	v	Cr	Мо	As	Cu	Ni	Co
Гавайские базальты, по Макдональду (McDonald,										
1955)	9,6	0,13	1,42	200	200	1,4	2,0	148	167	46
Осадки пригавайского района (ст. 686—677)	8,1	0,33	1,31	112	122	0,7	4,7	159	128	52
Батолиты, по А. П. Вино- градову (1962)	2,7	0,06	0,23	40	25	1,0	1,5	20	8	5
Осадки Мексиканского по- бережья (ст. 668—670)	3,4	0,03	0,37	50	50	6,5	14,8	44	52	19
Андезиты, по А.П. Виноградову (1962)	5,8	0,12	0,80	100	50	0,9	2,4	35	55	10

риалом основного состава (Лисицына и др., 1975). Данные табл. 2 демонстрируют влияние базальтового вулканизма на состав пригавайских осадков, которое выражается в обогащении их прежде всего Ti, Fe, V, Cr.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПОДГРУППЫ Fe В ИЗОХРОНИЧНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Мощность изохроничного слоя — около 600 *см* в прибрежных осадках и около 25—30 *см* в пелагических. Он образовался примерно в течение 250—300 тыс. лет. Вычисление средневзвешенного содержания элементов в изохроничном слое базируется на 215 образцах осадков.

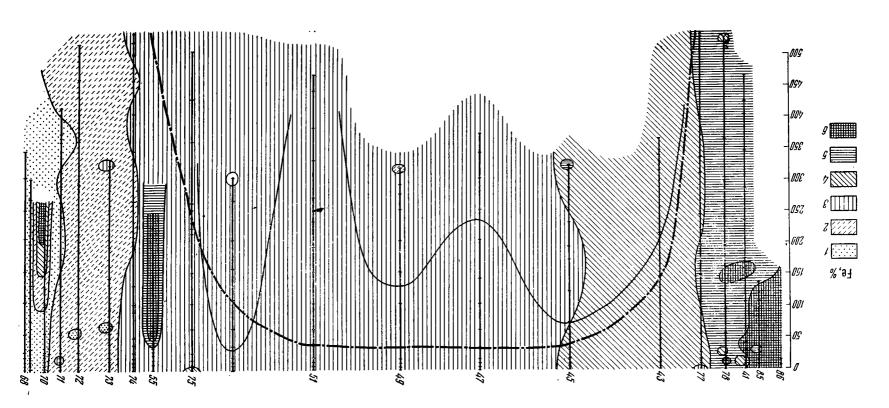
Распределение биогенных компонентов осадков CaCO₃, C_{орг}, SiO_{2 ауты} будет рассмотрено в соответствующих работах, здесь же эти компоненты используются только для характеристики осадков и для пересчета данных анализов на бескарбонатно-бескремнеземное вещество.

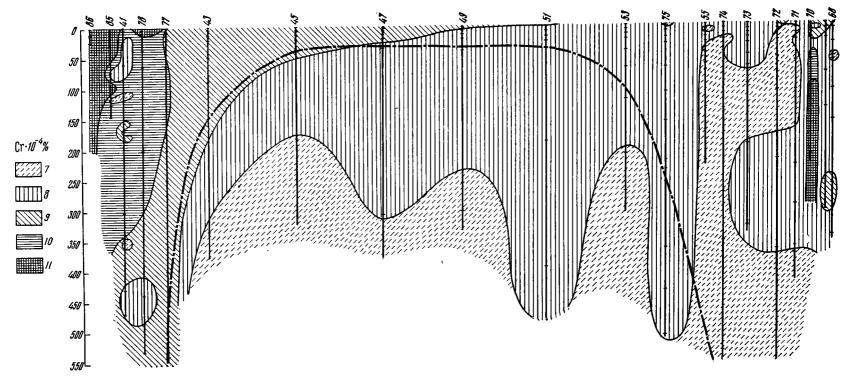
Распределение элементов подгруппы Fe (V, Cr) в осадках профиля показано на фиг. 2 на примере Fe и Cr как наиболее типичных. Данные табл. 3 и фиг. 2 свидетельствуют о пестроте распределения и больших колебаниях содержания Fe и особенно V и Cr во всех типах осадков изохроничного слоя, кроме красных глин. Это связано с изменением гранулометрического состава осадков, особенно краевых, с наличием вулканогенных и пепловых прослоев, с проявлениями эксгаляций и с диагенетическим накоплением Fe и V на поверхности гемипелагических и переходных илов. В пелагических красных глинах, где эти факторы ослаблены или не проявляются совсем, распределение элементов более равномерно, а их концентрация несколько выше, чем в первых трех типах прибрежных осадков. Коэффициенты накопления элементов рассматриваемой подгруппы здесь невелики и составляют 1,3 для Fe и 1,4 для V. Далее к западу содержание Fe, V, Cr (и Ti) резко возрастает в пригавайских осадках, которые, как уже отмечалось, обогащены обломками базальтов, пирокластики и пепловым материалом основного состава с высоким содержанием этих элементов. Распределение на профиле Ті, взятого для сравнения, аналогично Fe, V, Cr и подчеркивает влияние базальтового вулканизма (фиг. 3).

Особенности распределения элементов подгруппы Fe на поверхности и в изохроничном слое (табл. 1, фиг. 3) совпадают довольно хорошо на большей части разреза, отклонения от единой схемы имеются в первых трех типах прибрежных осадков.

Повышенные концентрации Fe и особенно V на поверхности по сравнению со средневзвешенным содержанием в изохроничном слое на ст. 671, 672, 657, 673, 674 являются результатом диагенетического пере-

¹ Номера станций обозначены двумя последними цифрами.

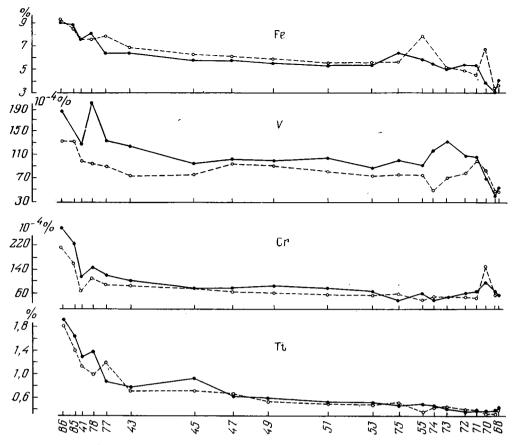




Фиг. 2. Распределение Fe и Cr в толще осадков профиля. Штрихпунктирная линия отделяет изохроничный слой от нижней толщи

1-<4; 2-4-5; 3-5-6; 4-6-7; 5-7-8; 6->8; 7-<40; 8-40-60; 9-60-100; 10-100-150; 11->150

T	7	%	<u></u>				10-4 %			
Тип осадков	Колебания содержания	Fe	Mn	v	Cr	Мо	Ni	Со	Cu	As
Пригавай-	Пределы изменений Средневзвешенные	5,9—9,24 8,1	0,13—1,23	63—198 112	23—259 122	0,2-4,7	80—295 128	37—87 52	82—309 159	0,6-17,2
IVB	То же	5,2—6,35 6,06	0,45—0,76 0,57	69—126 84	39—97 62	3,0—13,2	98—256 144	83—123 93	170—300 260	2,2-23,2
IVA	»	5,3—6,3 5,56	0,57—1,46 0,74	63—100 75	42—61 48	5,5—21,3 15,8	88—323 147	75—133 .87	191—440 283	1,2-15,3
III	>	3,8—9,1 6,1	0,13—3,83 1,06	42—130 61	23—66 37	0,4-40 12,4	125—598 260	35—106 60	188—638 333	2,8—78,2
II	»	3,5—5,88 5,01	0,04-4,7	69—154 94	18—61 42	0,4-14,5	110—303 167	28—61 42	90—230 153	3,2—25,7 15,3
I	*	2,78—8,65 4,55	0,015—0,046 0,030	34—116 61	25—233 84	0,4—13,7	14—102 42	7 <u>—</u> 30	19—213 44	4,2—15,2



Фиг. 3. Распределение Fe, Cr, V, Ti в поверхностном и изохроничном слоях осадков профиля

Пунктирной линией показано средневзвешенное содержание элементов в изохроничном слое, сплошной — в поверхностном слое

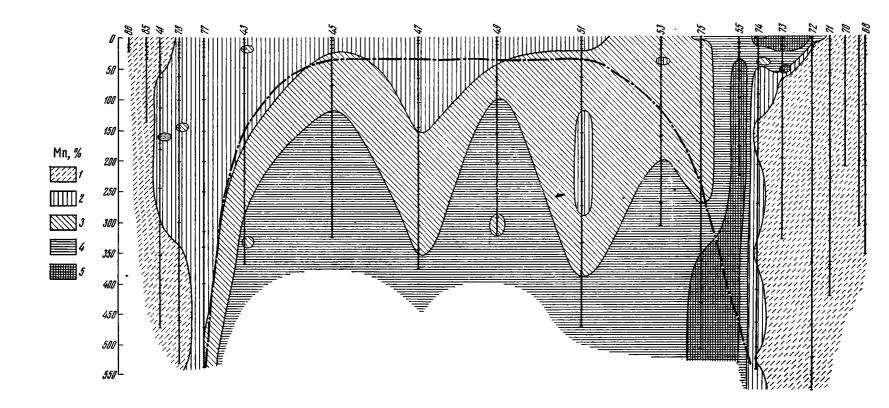
распределения Fе и особенно V в толще осадков и накопления этих элементов на поверхности.

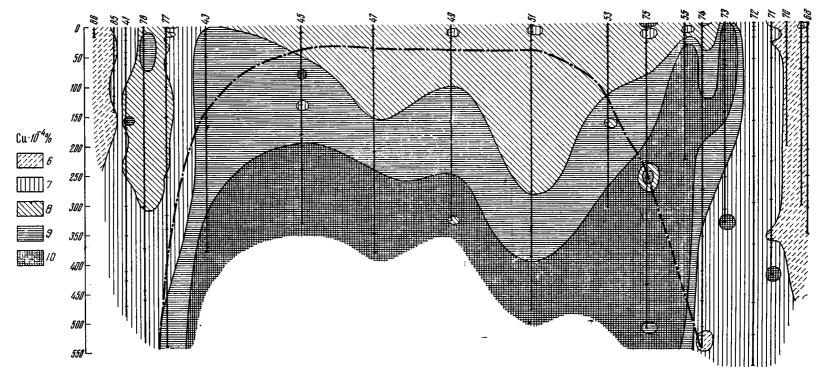
Резкое увеличение Fe в изохроничном слое на ст. 655 связано с эксгаляциями в осадках этого района (Бутузова и др., 1975).

Обогащение Fe, Cr и V осадков ст. 670, особенно с глубины 90 см и до низа колонки, связано с погрубением осадков и с появлением алевритовых прослоев и глауконита в низах колонки.

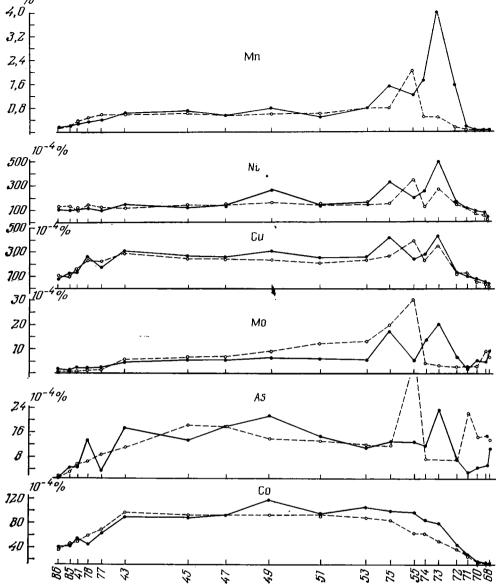
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mn, Mo, Ni, Co, Cu, As В ИЗОХРОНИЧНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Распределение в осадках профиля элементов халькофильной (Си, Аs) и марганцевой (Мп, Мо, Ni, Со) групп показано на фиг. 4 на примере Мп и Си. Распределение Мо, Ni, Со аналогичное. Из табл. 3 видно, что у всех этих элементов колебания содержания в изохроничном слое особенно велики в гемипелагических и переходных осадках и выражены резче, чем у подгруппы Fe. В красных глинах распределение более равномерное, содержание малых элементов резко повышено по сравнению с прибрежными осадками, но все-таки ниже, чем в переходных или гемипелагических (для всех элементов, кроме Со). У этих геохимически подвижных элементов коэффициенты накопления в красных глинах выше,





Фиг. 4. Распределение Мп и Си в толще осадков профиля. Штрихпунктирная линия отделяет изохроничный слой от нижней толщи 1-0.3; 2-0.3-0.6; 3-0.6-0.9; 4-0.9-0.15; 5->1.5; 6-<100; 7-100-200; 8-200-250; 9-250-300; 10->300



Фиг. 5. Распределение Мп, Ni, Cu, Mo, As, Co в поверхностном и изохроничном слоях осадков профиля. Условн. обозн. см. фиг. 3

чем у Fe, Cr, V, и колеблются от 3 у Ni до 19 у Mn. Очень низкие коэффициенты накопления в красных глинах Мо и As (соответственно 1,3 и 1,0) связаны с повышенным содержанием их в прибрежных осадках, объяснение чему было дано выше. В пригавайских осадках содержание халькофильных и элементов группы Мп резко снижено по сравнению с красными глинами в связи с разбавляющим действием примеси грубообломочного вулкано-терригенного материала.

Распределение этих элементов в поверхностном и в изохроничном слоях (фиг. 5, табл. 1) хорошо согласуется в красных глинах и пригавайских осадках, но резко различно в области гемипелагических и переходных илов. Здесь содержание элементов в верхнем слое гораздо выше, чем в изохроничном, и сильно превосходит таковое в красных глинах (тип

IVБ). Причиной этого является более ярко выраженное, чем у Fe и V, диагенетическое перераспределение в толще осадков, приводящее к интенсивному накоплению в поверхностном слое.

С переходом от осадков гемипелагических и переходных к красным тлинам затухают диагенетические процессы, ведущие к накоплению элементов в поверхностном слое осадков (табл. 4). Об этом свидетельствуют коэффициенты обогащения верхнего горизонта (по сравнению со средневзвешенными содержаниями в изохроничном слое), наиболее высокие в гемипелагических и переходных осадках и приближающиеся к 1 в красных глинах. Но, как видно из табл. 4, на восточном разрезе эта картина выражена значительно ярче. На поверхности осадков типов II и III восточного разреза содержание Си, Ni, Co, Mo в 2—4 раза, а содержание Мп в 5—10 раз выше, чем в аналогичных осадках западного разреза. Причиной этого являются более высокие на востоке исходные концентрации элементов (средневзвешенные содержания в изохроничном слое) и меньшие скорости осадкообразования. В совокупности это приводит к более полному перераспределению в диагенезе и более интенсивному накоплению в верхних окисленных слоях. Ярче это проявляется у элементов, наиболее подвижных в диагенезе, тесно связанных в диагенетических процессах с Мп и концентрирующихся вместе с ним, т. е. у Mo, As, Ni, Cu и особенно у Mn.

ИСТОЧНИК ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ ПРОФИЛЯ

Что же является причиной высокого исходного содержания элементов в осадках типов II и III восточного разреза по сравнению с западным? Континентальный сток исключается, так как в прибрежных осадках Мексиканского побережья содержание этих элементов гораздо ниже. Меньшие скорости осадкообразования на восточном разрезе хотя и способствуют повышенному накоплению элементов в ходе седиментогенеза, все же не могут быть единственной причиной: ведь максимальные средневзвешенные содержания элементов резко сдвинуты в область осадков типов II, III и отчасти IVA со скоростями осадкообразования, равными 3—10 мм/1000 лет, а не к красным глинам, где скорости осадконакопления минимальные и составляют меньше 1 мм/1000 лет (Лисицын, 1974). Между тем содержание элементов в красных глинах (тип IVБ) восточного и западного профилей практически одинаковы.

Таким образом, на восточном разрезе осадков типов II, III, IVA выделяются станции (657, 673, 674, 655, 675, 653) с высоким содержанием элементов не только на поверхности, где для ст. 657, 673, 674 это связано с диагенезом, но и в толще осадков. Причем средневзвешенные содержания в изохроничном слое этих станций резко превосходят таковые в красных глинах (типа IVБ) у всех элементов, кроме Со, содержания которого плавно увеличиваются от прибрежных осадков к красным глинам (IVБ) в изохроничном и поверхностном слоях.

Резкое обогащение Мп, Мо, Си, Ni, As, Fe, Ва (табл. 1) толщи осадков ст. 655, особенно с глубины 35—45 см, связано с эксгаляциями (Бутузова и др., 1975). Некоторыми из признаков эксгалятивно-гидротермальной деятельности в океанских осадках являются резко повышенное содержание ряда элементов, особенно Мп, As, V, Zn, Ва (Бострём и др., 1973), увеличенное количество Ва в виде аутигенного барита (Arrhenius, Вопаtti, 1964), высокая величина железомарганцевого модуля — больше 25 (Страхов, 1973).

Отмеченные признаки в разной степени, иногда довольно слабой, свойственны осадкам ст. 675, 653, 674, 673, 657. Все эти осадки содержат резко повышенное количество Ва, которое особенно велико на ст. 675 (1,43%) и постепенно убывает по мере удаления от 0,83% на ст. 653 и

Таблица 4 Содержание элементов в поверхностном (1) и изохроничном (2) слоях осадков Японского и Мексиканского профилей (среднее по типам осадков)

		%								10-4 %	6			•				
Тип осад- ков		Мп			Мо			As			Ni			Со			Cu	
	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2
						Я	понский	профил	Iь								•	
I II III IVA IVB	0,10 0,21 0,49 0,53 0,54	0,07 0,058 0,25 0,48 0,56	1,4 3,6 2,0 1,1 1,0	1,3 4,8 6,0 5,1 7,4	1,7 3,1 2,9 7,1 9,1	0,8 1,6 2,1 0,7 0,8	3,5 4,7 8,4 11,6 14,8	6,7 4,6 6,5 10,5 14,7	0,5 1,0 1,3 1,1 1,0	38 52 96 159 200	53 49 78 131 197	0,7 1,1 1,3 1,2 1,0	11,5 15,0 24,0 53 90	13,3 12,2 22,0 46 90	0,8 1,2 1,1 1,1 1,0	59 99 166 144 214	69 85 126 132 216	0,8 1,2 1,3 1,1 1,0
		•	•	•	•	, Mei	ксиканск	ий проф	иль	•		•		•	•	•	•	
I II* III** IVA IVB	0,035 2,23 2,88 1,13 0,62	0,030 0,28 0,46 0,74 0,57	1,0 8,0 6,2 1,5 1,1	6,2 5,6 16,3 11,6 5,5	6,5 2,2 3,0 15,8 8,2	0,9 2,5 5,5 0,7 0,7	7,4 7,4 18,0 12,1 17,4	14,8 7,7 7,5 12,1 15,2	0,5 1,0 2,4 1,1 1,1	67 189 459 273 155	52 167 220 147 144	1,3 1,1 2,1 1,9 1,1	13° \ 46 90 103 98	19 42 60 87 93	1,0 1,1 1,5 1,2 1,0	50 157 361 318 267	44 153 303 283 260	1,1 1,0 1,2 1,1 1,0

Из типа II исключена станция 671 по As.
 Из типа III исключена станция 655 по всем элементам.

0,73% на ст. 655 до 0,61% на ст. 651 и 0,63% на ст. 674. Это высокие «содержания Ва, поскольку кларк его в пелагических глинах Тихого океа-

на равен 0,4% (Wedepohl, 1960).

Рассмотренные осадки содержат, как уже отмечалось, резко повыжиенные концентрации Мп, Мо, (As), Си, Ni, причем максимум для всех этих элементов и Fe наблюдается на ст. 655. По мере удаления от нее содержание Fe резко падает, а концентрации остальных элементов убывают постепенно. По другим станциям отмечается неравномерное распределение концентраций. Максимальное количество Мо наблюдается на ст. 675 (0,0019%), Си— на ст. 675 и 673 (соответственно 0,0303 и 0,0332%), Ni— на ст. 673 (0,0307%), Мп— на ст. 675 (0,76%) и на ст. 657 (0,66%), Zn— на ст. 657 и 672 (соответственно 0,0283 и 0,0178%), V— на ст. 657 и 671 (соответственно 0,0108 и 0,0100%). Модуль (Fe+Mn)/Тi достигает 34 в осадках ст. 655, резко падает за пределами ее, постепенно убывая от 15,2 на ст. 675 до 13,3 на ст. 653 и до 15 на ст. 673; в осадках ст. 657 (Fe+Mn)/Тi модуль равен 20,6.

Осадки этого района отличаются меньшей окисленностью соединений Мп (55—88% Мп⁴⁺ от Мп_{вал.}) и большим содержанием Fe раств. (18—28% от Fe_{вал.}), что косвенно указывает на поступление части осадочного материала в эксгалятивной форме (Багин и др., 1975).

Для осадков западного разреза было показано, что в илах литогенного (в отличие от эксгалятивного) происхождения существует обратная зависимость между реакционноспособными формами Fe и Mn (Глаголева, 1972). В районе ст. 657, 673, 674, 655, 675 отмеченная закономерность выдерживается плохо. Это является косвенным доказательством того, что илы рассматриваемого участка сложены не только литогенным, но и эксгалятивным материалом.

Все особенности описанных осадков свидетельствуют о том, что на северном окончании Восточно-Тихоокеанского поднятия осадки испытывали некоторое влияние эксгалятивной деятельности на отдельных участках дна, в частности в районе ст. 655. Как уже отмечалось, осадки ст. 675 сильно обогащены по всей толще, но еще резче это обогащение проявляется в верхних 5 см, где наблюдается не только высокое содержание Мп, Мо, Си, Ni, Zn, но и значительно повышены концентрации Fe и (несколько меньше) V (см. табл. 1, фиг. 3, 5). Поскольку осадки этой станции представляют собой типичные красные глины, окисленные по всей толще, объяснить такое резкое обогащение верхних 5 см диагенетическим перераспределением не представляется возможным. Максимальные содержания Fe и Ва заставляют предполагать существование очага эксгаляции, пульсировавшего во времени и проявившего себя сравнительно поздно (25—40 тыс. лет) обогащением верхнего слоя осадков.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ВЕРТИКАЛИ В ТОЛЩЕ ОСАДКОВ

Содержание элементов в толще осадков с глубиной меняется, особенно в красных глинах, где механическая дифференциация осадочного материала достигает предела. Из табл. 5 видно, что концентрации Мп, Мо, Си, Ni, Со падают снизу вверх, а Тi, Fe, Сu, V, As растут в этом же направлении. Наиболее ярко это проявляется в нижних горизонтах колонок. На Японском профиле указанная закономерность выражена слабее, особенно для Fe и Ti; некоторое понижение V и Сг отмечается только в самых нижних горизонтах наиболее пелагиальных ст. 6176 и 6177; повышение As, Сu и элементов группы Мп в нижних горизонтах ст. 6174, 6175, 6176 проявляется довольно четко. Нарастание с глубиной содержания подвижных элементов и понижение количества кластофильных элементов имеет место, вероятно, во всех типах осадков, но наиболее четко проявляется в красных глинах и связано, возможно, с меньшими

Среднее содержание элементов по вертикали в красных глинах (тип IV) профиля

		Япон	ский разр	ез (сред	цнее сод	ержание	для ст.	617261	77)		Мексиканский разрез (среднее содержание для ст. 643-675)									
Слой					10)-4 %								·			10-4 %			
	Fe*,	Ti	v	Cr	As	Ni	Со	Cu	Мо	Mn	Fe	Ti	v	Cr	As	Ni	Со	Cu	Мо	Мп
Изохронич- ный (1) Подстилаю-	5,03	0,50	135	87	2,7	142	72	159	6,7	0,50	5,80	0,60	86	61	14,9	144	95	238	8,3	0,61
щая толща (2) 2:1	5,23 1,03		137 1,00	78 0,90	13,8 1,09			178 1,12	16,6 2,48	0,76 1,53	5,72 0,98	0,55 0,91	77 0,89	47 0,77	$ \begin{array}{c c} 8,9 \\ 0,60 \end{array} $	165 1,15	109 1,15	284 1,19		0,86 1,41

[•] Среднее содержание Fe, Ti, Mn — в процентах.

Содержание тонкой фракции в осадках отдельных станций разреза

Таблица 6

		Японский	разрез			Мексиканский разрез												
eger Committee	Тип III, ст. 616	7	Тиг	IVA, ст. 6	174	Пригавай	іские красны ст. 641	е глины,	Ti	ип III, ст. 67	3 .	Тип II, ст. 671						
Гл.*	Фр. * <0,001	Фр. <0,01	Гл.	Фр. <0,001	Фр. <0,01	Гл.	Φp. <0,001	Фр. <0,01	Гл.	Фр. <0,001	Фр. <0,01	Гл.	Φp. <0,001	Фр. <0,01				
До 300	гранулом кого со	разного етричес- става с колеба-	5 140	58,81 57,04	96,31 91,46	5 40	19,3 20,6	50,0 81,0	20 70	31,5 40,5	70,0 85,8	20 60	26,6 38,3	66,2 88,7				
300 400	30,0 57,0	~57 ~78	250 300 400 600 650	>59 >60 >60 >60 58,72 71,00	>93 >94 >94 >94 95,14 98,90	300	31,0	84,6	230 300 335	49,6 54,2 >55	84,3 91,0 >95	160 300	37,2 37,3	89,3 89,4				

[•] Глубина в сантиметрах, фракции — в миллиметрах.

скоростями осадкообразования 700—800 тыс. лет назад, особенно около 1 млн. лет назад. Косвенным подтверждением этому является утонение механического состава пелагических осадков с глубиной (табл. 6). К сожалению, отсутствуют данные по гранулометрическому составу типичных красных глин восточного профиля (ст. 643—653). Но надо думать, что уменьшение размера зерен осадков с глубиной, которое достаточно четко проявляется уже в переходных (ст. 673, 6167) и пригавайских (ст. 641) илах, находит еще более полное выражение в типичных красных глинах (о чем свидетельствуют осадки ст. 6174 западного разреза).

На профилях распределения содержания изученных элементов (фиг. 2, 4) в области красных глин изолинии отделяют верхнюю толщу осадков от нижней, в которой больше геохимически подвижных элементов — Mn, Mo, Cu, Ni, Co и меньше Тi, Fe, V, Cr, As. Формирование ее протекало в условиях пониженного темпа осадконакопления. Доказательством этого является то обстоятельство, что во всех колонках красных глин (ст. 643—653) только в горизонтах, отвечающих изолиниям или очень близким к ним, найдены погребенные Fe-Mn-конкреции или Fe-Mnкорки. Как показано Н. М. Страховым (1974), захоронение конкреций происходит, когда скорость осадконакопления превышает критическую скорость образования конкреций. Следовательно, темпы седиментации в Тихом океане не всегда были постоянными. Около 1 млн. лет назад (низы колонок красных глин) темпы седиментации были ниже, чем в последующее время. Затем скорости осадконакопления возрастали до конца плейстоцена. В голоценовое время (10-20 тыс. лет) темпы седиментации вновь несколько замедлились, составляя на современном этапе меньше 1 мм/1000 лет в области красных глин. О замедленных темпах современного осадкообразования свидетельствует увеличение Mn, Cu, Ni, Co, (As, Mo) и уменьшение Fe, (Cr, Ti) в верхнем слое (0-2,0-3 см) красных глин по сравнению с нижележащим слоем, причем отмечается это по всей области пелагических красных глин как Японского разреза (Страхов и др., 1973), так и Мексиканского.

СРАВНЕНИЕ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО РАЗРЕЗОВ

Сравнение закономерностей распределения элементов в осадках Японского профиля в западной части Тихого океана (Страхов и др., 1973; Волков и др., 1974₁) и в осадках изучаемого разреза в восточной части Тихого океана (Глаголева и др., 1975) выявляет принципиальное сходство этих закономерностей и некоторые различия в деталях (табл. 7). Общим является то, что на обоих разрезах содержание каждого из элементов растет от прибрежных терригенных осадков к пелагическим красным глинам, о чем свидетельствуют коэффициенты накопления элементов в красных глинах (IVБ/I). Все коэффициенты больше 1 и увеличиваются в последовательности, представляющей ряд геохимической подвижности элементов в седиментогенезе:

Этот ряд отвечает ряду подвижности для Японского профиля (Волков и др., 1974₁), отличаясь от него лишь пониженными коэффициентами накопления As и Mo. Восточный профиль отличается от западного лишь рядом деталей, которые обусловлены особенностями условий осадкообразования в отдельных районах.

Прибрежные вулкано-терригенные осадки Японского побережья богаче осадков Мексиканского побережья вулканогенно-обломочным материалом с высоким содержанием V и Cr, что определяет обогащение этими элементами всех осадков западного разреза.

Таблица 7

Сравнение средневзвешенного содержания элементов в изохроничном слое осадков Японского и Мексиканского профилей (средние по типам осадков)

				9/	6				T -						10)-4 %						
Тип оса д-	Co	pr	F	е	Mn		1 7	Γi	1	Cr		V	N	1o	A	S	\ c	u	1	11	1	Co
ков	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2 /	1	2	1	2
I *	0,87	3,73	5,08	$\begin{array}{ c c }\hline 3,47\\\hline 4,55\end{array}$	0,07	0,03	0,34	0,37	79	53 84	109	50	1,7	6,5	6,7	14,8	69	44	53	52	13	19
II III IVA	0,89 0,54 0,30	1,33 1,00	3,92 4,56 5,21	5,01 6,10	0,058 0,25 0,47	1,06	0,36 0,36 0,39	0.41	59	42 37 48	116 136 134	94 61 75	3,1 2,9 7,1	2,2 12,4 15,8	4,6 6,5 10,5	15,3 18,7 12,1	85 126 132	153 333 283	49 73 131	167 260 147	12 22 46	42 60 87 93 90
IVA IVB IV IV/I	0,27	0,13	5,37 5,29 1,04	6,06 5,85 1,29	$0,56 \\ 0,52$	0.57	$0,50 \\ 0,45$	0.62	89 84	62 55	143 138 1,27	84 80 1,3	9,1 8,1 4.8	8,2 12,0 1,85	14,7 12,6 1.9	15,2 13,8 0.9	216 174 2,52	260 272	197 164 3,1	144 146 2,8	90 68 5,1	93 90 4,7
				1,60	'	. '	_	'		1,0]	1,6	•		•	}	ĺ .	1		1	}	
IVB/I			1,06	$\begin{array}{ c c }\hline 1,33\\\hline 1,75\end{array}$	8,00	19,0	1,44	1,70	1,12	$\begin{array}{ c c }\hline 0,74\\ 1,2\end{array}$	1,31	$\frac{1,38}{1,70}$	5,3	1,30	2,2	1,03	3,13	5,9	3,7	2,8	6,7	4,9

[•] В тип I Мексиканского профиля входит станция 670, где аномально высокие для этого типа осадков средневзвешенные содержания Fe, Cr, V (причины этого рассмотрены в тексте). С включением данных по этой станции в тип I средневзвешенные содержания Fe, Cr, V выше (цифры в знаменателе), без данных по этой станции средневзвешенные содержания Fe, Cr, V имеют два значения. 1— Японский профиль, 2— Мексиканский.

Хотя содержание As и Mo в красных глинах западного и восточного разрезов практически одинаково, коэффициенты накопления указанных элементов в красных глинах восточного разреза гораздо ниже. Это обстоятельство связано с тем, что в осадках Мексиканского побережья из-за повышенного содержания органического вещества (до 8% Сорг) и большей их восстановленности процессы сульфидообразования и фиксации As и Mo в сульфидах выражены гораздо ярче, чем в осадках Японского побережья, что и определяет высокое накопление As и Mo в прибрежных осадках восточного разреза.

На западном разрезе содержание элементов группы Мп и халько-фильных, а также Fe и V постепенно и плавно растет от прибрежных (или гемипелагических) осадков к красным глинам, причем даже диагенетическое накопление указанных элементов в верхнем окисленном слое гемипелагических и переходных осадков не нарушает этой плавности. На восточном разрезе такая картина наблюдается только у Co, у остальных же элементов концентрации в гемипелагических и переходных осадках более или менее сильно превышают таковые в красных глинах (тип IVA).

Важно подчеркнуть, что в наиболее пелагических осадках профиля в красных глинах (тип IVB), где диагенетического накопления на поверхности уже не происходит, влияние эксгалятивно-гидротермальных очагов, действующих в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, либо не проявляется совсем, либо ничтожно мало, а высокие концентрации всех элементов определяются предельной механической дифференциацией осадочного материала; содержание каждого из элементов становится практически одинаковым на западном и восточном разрезах (табл. 7). Это означает, что основным фактором распределения элементов по всему профилю, и на поверхности и в толще осадков, является механическое фракционирование осадочного вещества, на которое накладываются локальные явления, действующие лишь на определенной площади. На восточном профиле таковыми являются: Гавайский вулканический центр, влияние которого ограничивается в основном областью пригавайских осадков (700—800 км от островов) и уже почти не проявляется в красных глубоководных глинах, а также эксгалятивно-гидротермальные проявления тектонически активной зоны на северном окончании Восточно-Тихоокеанского поднятия. Влияние очагов эксгаляции ограничивается областью гемипелагических и переходных осадков.

Как и изучаемый разрез, площадное распределение Fe и Mn на поверхности и в толще осадков (Скорнякова, 1970; Бострём и др., 1973), распределение Ва в поверхностном слое осадков (Arrhenius, Bonatti, 1965), распределение Pb в слое осадков мощностью 0—70 см (Страхов, 1974), распределение As, Co, Cu, V в экваториальной и южной частях Тихого океана (Бострём и др., 1973) характеризуется увеличением содержания этих элементов от берегов в пелагические районы океана, причем максимальные концентрации асимметрично сдвинуты в юго-восточную часть океана, где они связаны с эксгалятивно-гидротермальной деятельностью Восточно-Тихоокеанского поднятия. На нашем разрезе, захватывающем лишь северное окончание его, эта асимметрия проявляется сравнительно слабо как небольшое обогащение Mn, Za, As, V, Cu, Ni, Zn, Fe гемипелагических и переходных илов. Можно считать, что изучаемый разрез отражает в общих чертах основные закономерности распределения химических элементов в осадках Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

Багин В. И., Багина О. А., Богданов Ю. А., Гендлер Т. С., Лебедев А. И., Лисицын А. П., Печерский Д. М. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия.— Геохимия, 1975, № 3. Бострём К., Фаркуарсон Б., Эйл У. Подводные горячие растворы как один из источ-

ников вещества осадков активных подводных хребтов. — В кн.: І Международный геохимический конгресс, докл., т. IV, кн. 1. М., «Наука», 1973.

Бутузова Г. Ю. К минералотии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного мо-

ря.— Литология и полезн. ископ., 1969, № 4.

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 6.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. И., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 4.

Волков И. И., Фомина Л. С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов

элементы в осадках северо-западной части Тихого океана. – Литол. и полезн. ископаемые, 19742, № 2.

Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн.

ископаемые, 1972, № 4.

Глаголева М. А., Волков И. И., Соколов В. С., Ягодинская Т. А. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики.— Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 5.

Лисицын А. П. Скорости современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, т. 9. № 6.

Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков Тихого океана. В кн.: Тихий океан. Осадкообразование. т. І. М., «Наука», 1970.

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С. Влияние Гавайского вулканизма на осадкообразование. — В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые мине-

ралы в осадках северо-западной части Тихого океана. – Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 5.

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 4.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.

Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконитов в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.

Романкевич Е. А. Биогеохимический состав взвеси и донных осадков северо-западной части Тихого океана. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.

Скорнякова Н. С. Рассеянные Fe и Mn в осадках Тихого океана. В кн.: Тихий океан. Осадкообразование, т. 2. М., «Наука», 1970.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиниченко В. В., Тихомирова Е. С.—В сб.: Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.

Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и

полезн. ископаемые, 1972, № 4. Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 3.

Страхов Н. М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 3. Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and vulcanism in the ocean.— In: Progress in Oce-

anography. N. Y., 1964.

Gillermo P. S., Diego A. C., Javier L. A. General aspects of batholiths and intrusive rocks of Western Mexico. In: Pacific Geol., Tokio University Press, 1974, № 8.

Macdonald E. A. Cathalogue of the active volcanoes of the World, Part III. Havaiian Islands. Napoli, 1955.

Wedepohl K. H. Spurenanalitische Untersuchungen an Tiefsectonen aus Atlantik.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 18, № 3/4.

Институт океанологии АН СССР, Москва

Дата поступления 11.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.35(261/264)

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

А. В. СОЛДАТОВ, Г. С. ХАРИН, Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Ю. М. СЕНИН

На основании изучения минералогического состава 710 проб крупноалевритовой фракции современных осадков (горизонт 0—5 см) и литературных данных выделено 14 глубоководных терригенно-вулканогенных провинций и среди них 8 вулканогенных подпровинций. На шельфе Африки выделено 12 терригенных минералогических подпровинций. Отмечена роль различных агентов транспортировки материала (течений, ветров, льдов и т. д.), климата и коренных пород в формировании современных терригенно-вулканогенных минералогических провинций.

Изучение терригенных и вулканогенных минералов в осадках и осадочных породах позволяет решать ряд литологических, палеогеографических, палеотектонических и других вопросов геологии древних бассейнов осадконакопления и областей сноса. Детальный анализ современных терригенно-вулканогенных минералогических провинций помогает установить общие закономерности, применимые и к древним эпохам. На примере Атлантического океана рассмотрено распределение некоторых терригенных и вулканогенных минералов, их связь с петрографическим составом областей сноса, влияние климатической зональности и процессов современного вулканизма, пути и дальность разноса различных минералов. В работе использованы данные минералогического анализа 710 проб (горизонт 0—5 см), отобранных и изученных авторами в рейсах на НИС «Створ», «Полюс», «Михаил Ломоносов», «Н. Зубов», «Седов», «Экватор», «Академик Курчатов», на суднах АтлантНИРО, а также опубликованные материалы по минералогии современных осадков.

Методика изучения минерального состава современных осадков заключается в следующем. Фракции крупного алеврита (0,1—0,05 мм) и мелкого песка (0,25—0,1 мм), полученные при водно-механическом анализе из исходной навески осадков натуральной влажности (30—40 г), делились на тяжелую и легкую фракции в бромоформе с удельным весом 2,89, которые изучались иммерсионным методом по стандартной методике. Количество терригенных и вулканогенных минералов подсчитывалось с учетом содержания минералов другого происхождения (биогенных и хемогенных). Сумма всех минералов принималась за 100%.

В песчано-алевритовых фракциях донных осадков Атлантического океана выявлено свыше 100 минералов, которые по генетическим признакам разделяются на пять типов: терригенные, вулканогенные, хемогенные, органогенные, космогенные. Максимальное разнообразие минеральных видов характерно для терригенных и вулканогенных типов осадков. В количественном отношении в современных осадках резко преобладают органогенные минералы, слагающие почти нацело песчано-алевритовые

фракции донных отложений открытой части океана. Терригенные и вулканогенные минералы имеют породообразующее значение в пределах шельфа, материковых и островных склонов. Резко подчиненную роль играют хемогенные минералы, максимально распространенные лишь в отдельных мелководных участках тропической и субтропической частей океана, и космогенные — в осадках глубоководных котловин с минимальными темпами седиментации.

Минеральный состав современных осадков формируется под влиянием разнообразных геоморфологических, геологических и климатических условий водосбора Атлантики, а также современной вулканической деятельности в пределах океана и его островов. Наибольшее разнообразие минеральных видов и максимальная вариабельность их количественных соотношений наблюдаются на шельфе. В глубоководной части океана происходит смешение минеральных видов, поступающих с прилегающих провинций шельфа.

Терригенные минералы представлены наибольшим числом видов и встречаются практически по всей акватории океана. Среди этих минералов основное значение имеют пироксены, амфиболы, оливин, гранат, эпидот, кварц, полевые шпаты, слюды. На концентрацию и особенности распределения этих минералов решающее влияние оказывают следующие факторы: петрография пород и геоморфология водосбора, характер выветривания пород и минералов, процессы дифференциации минералов с самого начала мобилизации осадочного вещества. С поступлением осадочного материала в бассейн седиментации начинается процесс дифференциации и разноса минералов в океане, который определяется: системой поверхностных, придонных и приливо-отливных течений и ветрами, ледовым и айсберговым разносом, суспензионными потоками, обвалами и оползнями, физическими свойствами минералов и их способностью к транспортировке. Незначительное влияние оказывают животный и растительный мир, деятельность человека и т. д.

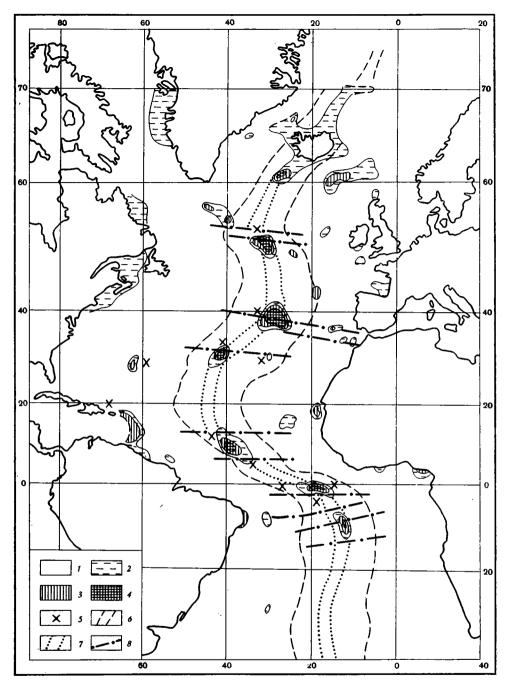
По положению источника питания терригенные минералы следует подразделять на местные (автохтонные) и принесенные (аллохтонные). Автохтонные минералы формируются при разрушении коренных пород дна океана, аллохтонные — при разрушении пород континентов и островов.

Влияние петрографического состава пород морского дна на распределение автохтонных минералов в осадках четко видно на фиг. 1. Оливин является весьма неустойчивым минералом и его концентрации отмечаются в непосредственной близости от обнажений оливиновых базальтов и гипербазитов. Наибольшее распространение оливина отмечается в зонах трансформных разломов в пределах Срединно-Атлантического хребта, где, как правило, известны выходы гипербазитов (Солдатов, Мурдмаа, 1970).

Для осадков Срединно-Атлантического хребта также характерны серпентин, вулканические стекла, палагонит, моноклинные и ромбические пироксены, шпинель, возникшие при разрушении пород хребта и рифтовой зоны.

Влияние ледового и айсбергового разноса на распределение аллохтонных минералов особенно сильно проявляется в Северной Атлантике, как это видно на примере распределения граната (фиг. 2), источником которого являются докембрийские гнейсы и гранито-гнейсы Лабрадора и Гренландии.

Суспензионные потоки способствуют проникновению тяжелых минералов до центральных частей глубоководных котловин и Срединно-Атлантического хребта. Весьма четко это проявляется в Северо-Американской котловине, осадки которой содержат глауконит, принесенный суспензионными потоками из третичных пород шельфа и Приатлантической равнины США (Ross, 1970). О большой роли суспензионных потоков в

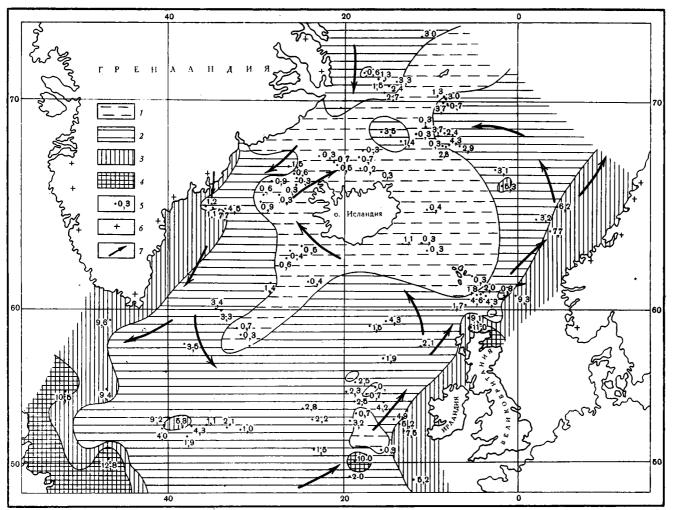


Фиг. 1. Распределение оливина в тяжелой крупноалевритовой подфракции верхнего слоч осадков Атлантического океана, %

I— не обнаружено, 2— <1; 3— 1— 5; 4— >5; 5— выходы гипербазитов; 6— границы Срединно-Атлантического хребта; 7— границы рифтовой зоны; 8— основные трансформные разломы

транспортировке осадочного мелководного материала свидетельствует также наличие речных выносов Амазонки во впадине Вима (11° с. ш.), что доказано глубоководным бурением (Initial..., 1970).

Эоловый терригенный материал имеет наибольшее значение для формирования минерального состава отложений вблизи Северо-Западной



Фиг. 2. Распределение граната в тяжелой крупноалевритовой подфракции верхнего слоя осадков Северной Атлантики, %

1— <'1; 2—1—5; 3—5—10; 4—>'10; 5—содержание граната в осадках станции; 6— области распределения гранатсодержащих пород на суше; 7— течения в океане Африки. Гранулометрический и минералогический составы сахарской пыли и глубоководных осадков котловин у берегов Северо-Западной Африки аналогичны, что свидетельствует об эоловом происхождении терригенного материала на этом участке океана (Chester, Johnson, 1971; Aston et al., 1973).

Вулканогенные минералы (пироксены, плагиоклазы, вулканические стекла, палагонит) имеют породообразующее значение лишь в районах интенсивной современной вулканической деятельности, главным образом в пределах Срединно-Атлантического хребта и островных дуг. Распределение вулканогенных минералов в современных осадках довольно детально изучено нами в районе Исландии. Наличие интенсивной современной эксплозивной деятельности и преобладающие ветры, а также, возможно, действующие подводные вулканы в районах срединных хребтов вызывают резкое обогащение современных осадков вулканогенным материалом примерно вдоль простирания хребтов Рейкьянес и Колбенсей (фиг. 3). Дальность переноса вулканогенного материала достигает здесь 600 км, тогда как у других вулканов, венчающих Срединно-Атлантический хребет, дальность разноса пирокластики составляет лишь десятки километров (не более 100 км).

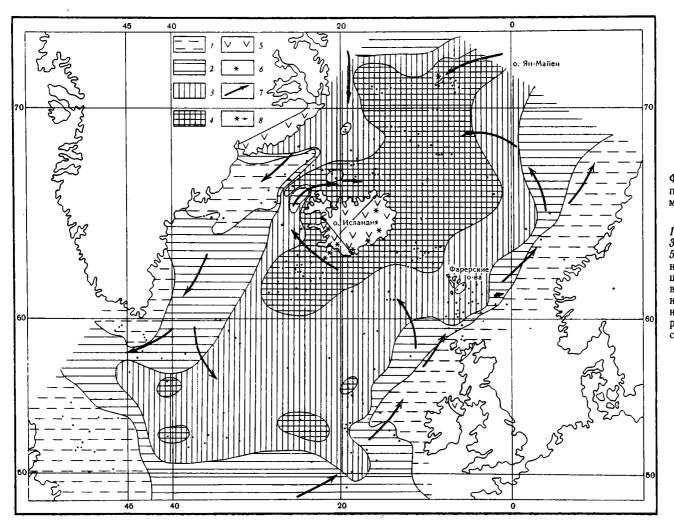
Хемогенные минералы в максимальных количествах встречены в осадках шельфа и верхней части материкового склона тропической и субтропической зон океана. Иногда и в отложениях глубоководных областей океана концентрируются некоторые из этих минералов. Они представляют собой железомарганцевые микроконкреции, оолиты и агрегаты кальцита и арагонита, коллофан (фосфат), лимонит, пирит (марказит), гидротроилит, глауконит, шамозит, бертьерин, гетит и барит. Максимальные концентрации железомарганцевых конкреций, лимонита и коллофана приурочены к осадкам экваториальной части Атлантики. Лимонит и коллофан широко распространены в красных глубоководных глинах. Гидротроилит и пирит образуют максимальные концентрации в зонах интенсивного накопления терригенных отложений в восстановительной обстановке, в каньонах и отдельных впадинах шельфа и верхней части материкового склона Северной Америки и Африки.

Гетит, шамозит и бертьерин в виде гранул от светло-зеленого до коричневато-бурого цвета встречены в максимальных концентрациях в осадках мелководной субтропической и тропической зон Атлантики (Сенегал, Берег Слоновой Кости, Нигерия, Габон, Конго). Шамозит распространен до глубины 60 м, редко до 150 м, с температурой придонной воды свыше 20° С. Глубже шамозит сменяется глауконитом, концентрирующимся на глубинах около 200 м.

Хемогенные карбонаты встречены в мелководных районах Багамских банок, плато Блейк, у берегов Флориды и Кубы, часто представлены арагонитовыми оолитами песчаной и алевритовой размерностей. Современное аутигенное фосфатообразование происходит на шельфе Юго-Западной Африки, где отмечаются фосфатизированные копролиты, заполнение фосфатом полостей фораминифер, фосфатные стяжения различной консистенции (Батурин, Безруков, 1971).

Особенностью современных осадков Атлантики является практически полное отсутствие в отложениях глубоководных котловин филлипсита, широко развитого в Тихом океане. Это обусловлено, вероятно, более высокими темпами седиментации в Атлантике, в результате чего цеолиты не успевают образоваться на поверхности, а возникают лишь на некоторой глубине (более 30—50 м).

Органогенные остатки и минералы. Органогенные остатки немногочисленны, но в количественном отношении резко преобладают в отложениях открытой части океана. Это раковины и их обломки, скелетные остатки различных организмов, живущих в водной толще и на дне, а



Фиг. 3. Распределение пирокластики в современных осадках Северной Атлантики, % 1— <10; 2—10—30; 3—30—50; 4—>50%; 5— области распространения базальтов на суще; 6— действующие вулканы; 7— направление поверхностных течений; 8— средняя повторяемость (%) ветров в слое 1—9 км над Исландией (Кефлавик)

также продукты их жизнедеятельности. Выделяются известковые, кремнистые, фосфатные (обломки костей рыб и морских млекопитающих) скелетные остатки и копролиты.

Копролиты, представляющие собой фекалии разных организмов различной степени минерализации, в редких случаях являются существенной частью осадков шельфа. Фосфатные биогенные остатки породообразующего значения в современных осадках не имеют.

В осадках на большей части дна океана преобладают известковые органогенные остатки. Они представлены кальцитом, низкомагнезиальным кальцитом (1—5% $MgCO_3$), высокомагнезиальным кальцитом (5—14% $MgCO_3$) и арагонитом. Высоко- и низкомагнезиальный кальцит встречается не глубже 1500 м и характерен для скелетов многих бентосных организмов.

Опал в современных осадках представлен скелетами диатомей, радиолярий, кремнежгутиковых водорослей, спикулами и микросклерами кремневых губок. Породообразующее значение имеет в отложениях приантарктического сектора Атлантики (диатомовые илы). Отдельные концентрации биогенного опала отмечаются в Датском проливе и в холодном Лабрадорском течении (спикулы губок, диатомеи), к западу от Великобритании (спикулы губок, диатомеи), в экваториальной части (диатомеи и радиолярии), а также на шельфе Африки, в районе 21°30′ ю. ш., на глубине около 50 м (диатомеи). В последнем случае это вызвано подъемом холодных антарктических вод в пределы шельфа и интенсивным цветением диатомовых водорослей.

Космогенные минералы в виде единичных силикатных и магнитных шариков иногда встречаются в глубоководных отложениях океана с минимальными темпами седиментации. Породообразующего значения не имеют.

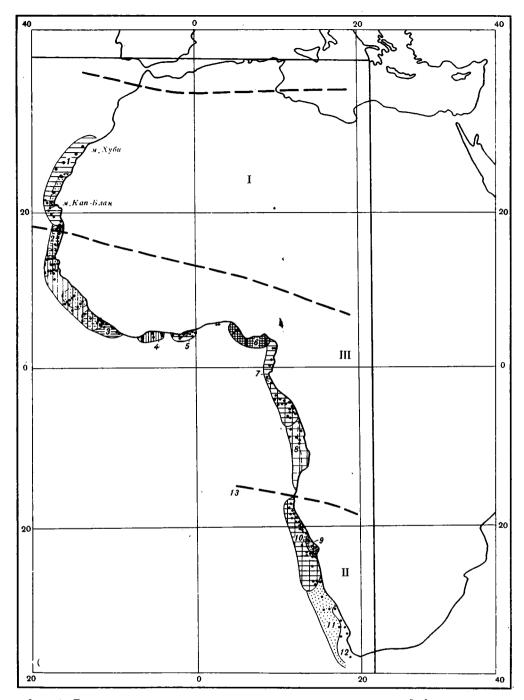
ТЕРРИГЕННЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ НА ШЕЛЬФЕ АФРИКИ

Связь минерального состава осадков с питающими петрографическими провинциями и влияние климатической зональности отчетливо прослеживаются на шельфе Африки. Содержание тяжелых терригенных минералов в осадках аридных и экваториальной зон обычно не превышает 1—2% от всего песчано-алевритового материала. Иммерсионный анализ крупноалевритовой фракции позволил выделить в пределах шельфа 12 терригенных минералогических провинций (фиг. 4), которые различаются между собой как минеральным составом, так и количественным соотношением минералов.

Провинции шельфа северной аридной зоны Африки, водосбор которой сложен осадочными породами, характеризуется преобладанием роговой обманки (16—54%) и моноклинных пироксенов (8—36%). В южной части этого региона в осадках преобладают ильменит и магнетит (13—74%), содержится много циркона (до 30%), рутила (до 5%) и турмалина (до 6%).

Осадки экваториальной гумидной зоны характеризуются преобладанием ильменита с магнетитом (до 72%) и обыкновенной роговой обманки (до 50%), наличием циркона (до 10—15%), ставролита (до 16% у Ганы), турмалина (до 9%). Пироксены имеют резко подчиненное значение.

В провинциях шельфа южной аридной зоны, водосбор которой сложен метаморфическими и магматическими породами, доминируют моноклинные пироксены (22—76%), много граната (до 23%). На крайнем юге содержание пироксена падает до 3—11%, но возрастает количество ильменита (26—43%) и циркона (до 19%). Обилием слюды (35—98%) выделяется прибрежная провинция Уолфиш-Бей.



Фиг. 4. Терригенные минералогические провинции крупноалевритовой фракции верхнего слоя осадков шельфа Западной Африки

1 — Сахарская (ильменит-амфибол-пироксеновая), 2 — Сенегальско-Гвинейская (ильменит-цирконовая); 3 — Либерийская (амфибол-пироксеновая); 4 — Берега Слоновой Кости (амфибол-эпидот-турмалиновая); 5 — Ганская (эпидот-турмалин-ставролитовая); 6 — Нигерийская (амфибол-циркон-пироксеновая); 7 — Камеруно-Габонская (циркон-рутиловая); 8 — Северо-Ангольская (эпидот-амфибол-гранатовая); 9 — Ангольская (пироксен-амфибол-гранатовая); 10 — Уолфиш-Бей (слюдисто-пироксеновая); 11 — провинция р. Оранжевой (пироксен-гранатовая); 12 — Южно-Африканская (гранат-пироксенильменитовая); 13 — граница между климатическими зонами (1 — северная аридная, 11 — южная аридная, 11 — экваториальная гумидная)

Таким образом, влияние климатической зональности выявляется в накоплении в экваториальной гумидной зоне наиболее устойчивых к процессам химического выветривания минералов: циркона, рутила, ставролита, ильменита, кварца.

ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ОКЕАНА

По мере продвижения к осадкам глубоководных областей океана происходит смешение различных минеральных комплексов, развитых на шельфе и материковом склоне, но наиболее характерные особенности, присущие крупным регионам и связанные с климатическими зонами и петрографией пород суши, сохраняются. Исходя из распределения отдельных минералов в крупноалевритовой фракции современных осадков было выделено 14 терригенно-вулканогенных минералогических провинций (фиг. 5).

В норвежской (амфибол-гранат-ильменитовой) провинции минеральный состав формируется под влиянием трех основных источников материала: метаморфических (преимущественно кислых по составу) пород Скандинавии, вулканической деятельности Исландии и Ян-Майена, биогенного минералообразования (кальцит). Преимущественное влияние оказывает петрографический состав пород водосбора. Вулканогенный материал встречается в подчиненных количествах, притом главным образом в западной части провинции.

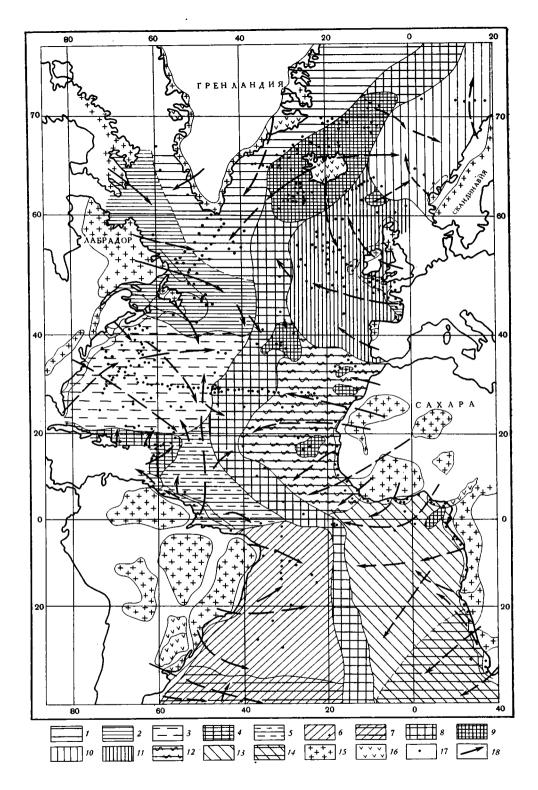
Западно-Европейская (пироксен-гранат-эпидотовая) провинция характеризуется весьма пестрым набором минералов, ибо петрографический состав пород суши весьма разнообразен. Наиболее распространены ильменит, магнетит, моноклинные пироксены, амфиболы, эпидот, цоизит, гранат, слюды, циркон и стресс-минералы (ставролит, дистен, андалузит).

Северо-Африканская (пироксен-амфибол-эпидот-слюдистая) провинция весьма специфична. Состав осадков формируется за счет выносов небольших рек (на юге), абразии берегов и эоловой деятельности. Источниками осадочного материала являются разнообразные осадочные породы четвертичного и палеоген-неогенового возрастов, а также основные по составу интрузивные породы и породы докембрийского фундамента. Примечательной чертой этого региона является интенсивная эоловая деятельность. В составе пыли помимо глинистых минералов присутствуют слюды, гематит, кальцит, кварц, полевые шпаты, пироксены, амфибол и акцессории (Game, 1964). На юге провинции, у берегов Монровии, в связи с интенсивным химическим выветриванием пород водосбора накапливаются устойчивые минералы (циркон, рутил, брукит, анатаз).

Гвинейская (амфибол-циркон-эпидот-пироксеновая) провинция характеризуется накоплением минералов, наиболее устойчивых к процессам химического выветривания: циркона, рутила, сфена, ильменита, граната, ставролита, дистена. Кроме того, в отдельных участках шельфа и верхней части материкового склона отмечается интенсивное хемогенное минералообразование (шамозит, гетит и гидрогетит, глауконит).

Капская провинция выделена условно, учитывая, что Китовый хребет является границей распространения минеральных комплексов Юго-Западной Африки. Минеральный состав глубоководных осадков практически неизвестен.

Гренландская (пироксен-амфибол-эпидотовая) и Лабрадорская (амфибол-пироксен-гранатовая) провинции формируются примерно в единаковых условиях. Определяющее значение имеет петрографический состав пород суши. Поступивший в бассейн седиментации осадочный материал подвергается ледовому и айсберговому разносу. Для осадков



первой провинции характерна незначительная примесь вулканического пепла, стекла и обломков основных пород за счет современного вулканизма Исландии, а также продуктов разрушения третичных базальтов Гренландии. Лабрадорская провинция отличается от Гренландской преобладанием амфиболов над пироксенами и повышенным содержанием граната (максимальное для осадков Атлантического океана), сравнительно высоким количеством апатита. Вулканическое стекло и пепел не обнаружены.

Северо-Американская (пироксен-амфибол-эпидотовая) минералогическая провинция имеет довольно пестрый состав. Основными источниками минералов являются карбонатные и терригенные осадочные породы кайнозоя и мезозоя, развитые в прибрежной Атлантической равнине, на шельфе и верхней части материкового склона. Наиболее широко в осадках провинции распространены амфиболы, пироксены, эпидот, гранат, слюды, ильменит, ставролит, дистен, силлиманит, турмалин и глауконит. Формирование минерального состава происходит под влиянием своеобразного гидродинамического режима. Большое воздействие оказывают Гольфстрим (скорость придонных течений от 5—10 до 44 *см/сек*) и мутьевые потоки, переносящие осадочный материал с шельфа и материкового склона по многочисленным каньонам в глубоководные котловины. Это отчетливо видно по распределению глауконита. В южной части провинции (Багамские банки) образуются арагонитовые оолиты и агрегаты, которые переносятся вплоть до желоба Пуэрто-Рико (Соnolly, Ewing, 1965).

Гвианская (пироксен-циркон-эпидот-амфиболовая) провинция формируется в основном за счет речных выносов Амазонки и более мелких рек (Koldewjin, 1958; Nota, 1958). Эти выносы состоят главным образом из устойчивых минералов. Изучение осадков Гвианской котловины (Емельянов, Харин, 1974) показало, что выносы Амазонки отмечаются повсеместно вплоть до разлома Вима, близ 11° с. ш. По мере приближения к Мало-Антильским островам в осадках увеличивается содержание ромбического пироксена, характерного для продуктов вулканизма этого района.

Бразильская (ильменит-пироксен-циркон-эпидотовая) провинция формируется при разрушении пород докембрийского фундамента Бразилии, сложенного гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и другими метаморфическими породами. В пределах водосбора они подвергаются интенсивному химическому выветриванию, и в осадках накапливаются лишь устойчивые минералы. Кроме того, в отдельных участках шельфа и глубоководных областях встречаются монацит и ксенотим.

Минеральный состав отложений глубоководной части Аргентинской котловины практически не изучен. В пределах шельфа развиты терригенные осадки. Из тяжелых минералов в максимальных количествах

Фиг. 5. Терригенно-вулканогенные минералогические провинции крупноалевритовой фракции верхнего слоя осадков Атлантического океана

I — Гренландская (пироксен-амфибол-эпидотовая);
 2 — Лабрадорская (амфибол-пироксен-гранатовая);
 3 — Северо-Американская (пироксен-амфибол-эпидотовая);
 4 — Мало-Антильская вулканогенная;
 5 — Гвианская (пироксен-циркон-эпидотовая);
 7 — Аргентинская (ильменит-пироксен-циркон-эпидотовая);
 8 — Срединно-Атлантическая хребтовая (оливин-пироксен-амфибол-серпентиновая);
 9 — вулканогенные (Исландско-Ян-Майенская, Фарерская, Азорская, Мадейрская, Канарская, о-вов Зеленого Мыса и о-вов Гвинейского залива);
 10 — Норвежская (амфибол-гранат-ильменитовая);
 11 — Западно-Европейская (пироксен-гранат-эпидотовая);
 12 — Северо-Африканская (пироксен-амфибол-эпидот-слюдистая);
 13 — Гвинейская (амфибол-циркон-эпидот-пироксеновая);
 14 — Капская;
 15 — области распространения преимущественно кислых пород докембрийского фундамента;
 16 — области распространения основных магматических пород;
 17 — станции;
 18 — основные направления разноса терригенного материала

встречаются ильменит, магнетит, пироксены, амфиболы и др., характерные для трапповой формации Южной Америки (Groot et al., 1967). Минеральный состав осадков формируется под влиянием трех основных источников обломочного материала: выносов р. Ла-Плата, пород южной части Аргентины, айсбергового материала, приносимого из Антарктиды (?).

Провинция Срединно-Атлантического хребта выделена прежде всего по особому минеральному составу осадков, сформированному за счет разрушения пород, слагающих хребет, и частично за счет терригенного материала, сносимого с материков. В высоких широтах на минеральный состав некоторое влияние оказывает айсберговый разнос. В пределах хребта максимальным распространением пользуются толеитовые, высокоглиноземистые и щелочные оливиновые базальты. Кроме того, в зонах трансформных разломов отмечаются выходы перидотитов, серпентинитов, габбро, зеленых сланцев.

По имеющимся сведениям (наши данные; Fox, Heezen, 1965; Siever, Kastner, 1967), главными минералами в современных осадках Срединно-Атлантического хребта наряду с обломками основных изверженных пород являются оливин, моноклинные и ромбические пироксены, амфиболы, серпентин, вулканическое стекло, основные полевые шпаты, т. е. минералы, характерные для коренных пород хребта.

При детальном изучении минерального состава осадков зоны хребта можно выделить ряд минеральных комплексов, характерных для различных геоморфологических и тектонических зон этого района: базальтоидный комплекс, приуроченный к осадкам рифтовой зоны хребта; гипербазитовый комплекс, связанный с породами зон трансформных разломов и характерный для глубоководных субширотных впадин; зеленокаменный и амфиболитовый комплексы, приуроченные к участкам распространения метаморфических пород (обычно субширотные разломы хребта).

Вулканические подпровинции. Осадки восьми выделенных вулканических провинций (Фарерская, Исландско-Ян-Майенская, Азорская, Мадейрская, Канарская, Мало-Антильская, островов Зеленого Мыса и островов Гвинейского залива) отличаются от осадков Срединно-Атлантического хребта значительно более высокими концентрациями вулканического стекла и пепла, моноклинных пироксенов, почти полным отсутствием серпентина. Для вулканических подпровинций характерно также минимальное отношение кварца к полевым шпатам, как правило, меньшее 1.

выводы

1. В Атлантическом океане отчетливо выделяется характеризующаяся специфическим набором минералов провинция Срединного хребта, в пределах которой можно выделить подпровинции: базальтоидную, гипербазитовую, метаморфическую (зеленокаменно-амфиболитовую).

2. Минеральный состав осадков к западу и востоку от хребта формируется под влиянием петрографического состава пород суши. Дальность разноса аллохтонных минералов обусловлена гидродинамической деятельностью вод океана, ледовым, айсбертовым и эоловым разносами. Максимальная дальность транспортировки достигает 2000 км. Наиболее тяжелые минералы отлагаются поблизости от источника питания, а другие прослеживаются вплоть до хребта.

3. Наибольшее разнообразие минеральных видов и максимальное количество минералов приурочены к высоким широтам, т. е. к районам с физическим выветриванием пород водосбора. В зоне экваториального гумидного климата разнообразие минеральных видов резко снижается, и в осадках как в мелководных, так и глубоководных накапливаются наиболее устойчивые минералы.

- 4. Осадки вулканических минералогических подпровинций характеризуются высокими содержаниями вулканического стекла, непрозрачных пепловых частиц, свежих моноклинных пироксенов и полевых
- 5. Как показывают наши данные, минералы песчано-алевритовой размерности перемещаются на большие расстояния не только по направлению поверхностных морских течений, но и вкрест этих направлений. Это обусловлено переносом минералов глубинными или придонными течениями, роль которых до последнего времени недооценивалась.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Безруков П. А. Фосфориты на дне океана. В сб.: История Мирового
- океана. М., «Наука», 1971. Емельянов Е. М., Харин Г. С. Осадкообразование в Гвинейской и Северо-Американской котловинах в связи с твердыми выносами Амазонки и Ориноко. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 2.
- Солдатов А. В., Мурдмаа И. О. Минеральный состав осадков впадины Романш.—
- Океанология, 1970, т. 10, вып. 3.

 Aston S. R.. Chester R., Johnson L. R., Padghaw R. S. Eolian dust from the lower atmosphere of the Eastern Atlantic and Indian oceans, Chine sea and sea of Japan.-Marine Geol., 1973, v. 14, No. 1.
- Chester R., Johnson L. R. Atmospheric dust collected of the West African coast.— Nature, 1971, v. 229, No. 5280.
 Conolly J. R., Ewing M. Mineralogy and provenance of the Puerto Rico Trench sediments.— Geol. Soc. Amer. Bull., Spec. Paper, 1965, No. 82.
- Fox P. J., Heezen B. C. Mineralogy of residual sand from the Mid-Atlantic Ridge.—Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 1965, No. 82.
- Game P. M. Observations on a dustfall in the Eastern Atlantic. February, 1962.— J. Sed. Petrol., 1964, v. 34.
- Groot J. J., Groot G. R., Ewing M., Burkle L., Conolly J. R. Spores, pollen, diatoms and provenance of the Argentine basin sediments.—In: Progress in Oceanography, Pergamon Press, 1967, v. 4.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1970, v. IV, Site 26.
- Koldewjin B. N. Sediments of the Paria-Trinidad shelf.—Reports of the Orinoko shelf Exped., 1958, v. 3.
- Nota D. J. C. Sedimentation auf dem West-Guyana shelf.— Geol. Rundschau, 1958, v. 47, No. 1.
- Ross D. A. Atlantic continental shelf and slope of the United States heavy minerals of the continental margin from Southern Nova Scotia to Northern New Jersey.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1970, v. 529-g.
- Siever R., Kastner M. Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments.— J. Marine Res., 1967, v. 25, No. 3.

Атлантическое отделение Института океанологии АН СССР, Калининград

Дата поступления 21.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 552.54(574.1)

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОФИЛЛИТА ИЗ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУПОЛА ИНДЕР

Т. Н. СОКОЛОВА, В. А. ДРИЦ, А. Л. СОКОЛОВА, К. А. СТЕПАНОВА

Комплексом литолого-минералогических и физических методов проведено детальное исследование вещественного состава терригенных и хемогенных компонентов пород из соленосных отложений купола Индер. Минералогическое изучение глинистых прослоев среди горизонтов калийно-маг-ниевых и боро-калийных солей выявило большую роль в их строении пирокластического материала. Рентгеновским анализом обнаружено, что в тонкой фракции пеплового туфа абсолютно преобладающей фазой является лейкофиллит, очень редкий слюдистый минерал модификации 1 М. кристаллохимической спецификой которого является очень низкая степень замещения Si на Al в тетраэдрах и высокое содержание катионов Al и Mg в 2:1 слоях. В СССР лейкофиллит обнаружен впервые. Приводится сравнительная характеристика структурных особенностей лейкофиллита, с одной стороны, мусковита, фенгита и селадонита — с другой. На основании полученного материала делается вывод о том, что исходным веществом для формирования аутигенных минералов, возникающих в специфических физико-химических условиях солеродного бассейна, служил реакционноспособный пирогенный материал. Предполагается, что наряду с высокой степенью минерализации вод бассейна другим решающим фактором преобразования вулканогенного материала являлось термальное воздействие. Изучение аутигенных минералов позволило выявить стадийный характер преобразования исходного пеплового материала и наметить последовательность выделения конкретных минералов.

ВВЕДЕНИЕ

Диоктаэдрическим слюдистым минералам осадочных, вулканогенноосадочных, метаморфических, магматических и гидротермальных пород свойственно исключительное разнообразие структурно-кристаллохимических характеристик. Широкое распространение этих минералов в породах разного генеза обусловило их интенсивное и разностороннее изучение. Важным результатом, полученным в процессе этих исследований, является установление четких взаимосвязей между химическим составом, особенностями кристаллической структуры и условиями образования слюдистых минералов (Коссовская, Дриц, 1971, 1975). Выявление данного обстоятельства является основой для использования кристаллохимии слюдистых минералов при решении генетических вопросов. Однако практическая реализация указанной возможности в ряде случаев оказывается пока еще затруднительной, поскольку не все разновидности слюд изучены с одинаковой степенью детальности как с точки зрения их структурно-кристаллохимических, так и генетических особенностей. В частности, до настоящего времени очень мало известно о кристаллохимии и условиях формирования лейкофиллита — очень редкого слюдистого минерала идеального состава KSi₄AlMgO₁₀(OH)₂. Название этого минерала было введено Штарклом (Starkl, 1883) для обозначения

тонкопластинчатого серицитоподобного слоистого силиката (филлита) от белого по светло-зеленого цвета, химический анализ которого в отличие от мусковита содержал аномально высокие концентрации SiO₂ и МдО. Дэна (Dana, 1892) применил этот термин для обозначения магнезиальной разновидности мусковита, воспользовавшись при этом анализами Штаркла. Шеллер (Shaller, 1950) проанализировал вопросы номенклатуры высококремнистых серицитов разного состава и обосновал предпочтительность термина «лейкофиллит». Тем не менее и в работе Шеллера не содержалось каких-либо новых данных о лейкофиллите по сравнению со сведениями 1883 г. Впервые слюдистый минерал, состав которого очень близок к лейкофиллиту, был определен в 1960 г. И. Кардимович (Kardymowicz, 1960) с последующим уточнением структурной формулы и метрики кристаллической решетки Зейфертом 1968). Данный минерал состава $K_{0.86}Ca_{0.04}(Si_{3.80}Al_{0.20})$. \cdot (Al_{1.16}Ti_{0.02}Fe_{0.06}⁵⁺Fe_{0.17}²⁺Mg_{0.57}) O₁₀ (OH)₂ политипной модификации 1 М с параметрами a=5,208, b=9,006, c=10,07 Å и $\beta=100,97^{\circ}$ был обнаружен в туффитах горы Барчи. Эту слюду можно рассматривать как близкую к лейкофиллиту в серии мусковит-фенгит-лейкофиллит, когда изоморфные замещения осуществляются по схеме 2 Al ⇒Mg+Si. Следует отметить, что Магдефрау и Хофманн (Maegdefrau, Hofmann, 1937) под названием селадонит описали минерал состава Кова Сасов (Sia 88 Alo 12). $\cdot (Al_{0.77}Fe_{0.86}^{3+}Fe_{0.20}^{2+}Mg_{0.70})O_{10}(OH)_2$, обнаруженный в лавах Везувия. Низкий тетраэдрический заряд и высокое содержание двухвалентных катионов в структуре минерала сближает его с обычными селадонитами $KSi_4Fe^{3+}MgO_{10}(OH)_2$. Тем не менее, поскольку в октаэдрах 2:1 слоев катионы Al преобладают над катионами Fe³⁺, этот минерал можно отнести к лейкофиллиту, полагая при этом, что среди природных высококремнистых слюд существует непрерывная серия составов октаэдров от $(MgFe^{2+})Fe^{3+}$ до $(MgFe^{2+})Al$. Из приведенного материала видно, что при диагностике лейкофиллита по рентгеновским данным могут возникнуть определенные трудности, поскольку параметры ячейки минерала близки к параметрам 1 М мусковита, равно как и распределение интенсивностей рефлексов на порошкограммах этих минералов трудно различимо из-за того, что катионы Si, Al в тетраэдрах и Al, Mg в октаэдрах характеризуются близкими рассеивающими способностями. Отсюда вполне допустимо, что в ряде случаев лейкофиллит или близкие к нему по составу слюдистые минералы принимались за мусковиты, фенгиты или сколиты. С другой стороны, не исключено, что лейкофиллиты кристаллизуются в специфических условиях, поскольку попытка Вайса и Ercrepa (Wise, Eugster 1964) и Вельде (Velde, 1972) синтезировать в достаточно широком интервале температур и давлений лейкофиллит оказались безуспешными. К сожалению, до настоящего времени отсутствуют работы по синтезу лейкофиллитов в средах разной щелочности кислотности. В данной работе приводятся геолого-минералогическая и структурно-кристаллохимическая характеристики лейкофиллитов, обнаруженных в соленосных отложениях купола Индер.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННОГО ОБЪЕКТА

Индерское поднятие представляет собой один из крупнейших соляных куполов прорванного типа в Прикаспийской впадине. Купол расположен в зоне Центрально-Прикаспийской депрессии, где, по данным ряда авторов (Зубов и др., 1972), отсутствует гранитный слой, и осадочные образования залегают непосредственно на высокоскоростном базальтовом слое. Ядро купола сложено хемогенными отложениями и характеризуется крайне сложной внутренней тектоникой соляных пластов, асимметричностью и опрокинутостью внутрикупольных соляных



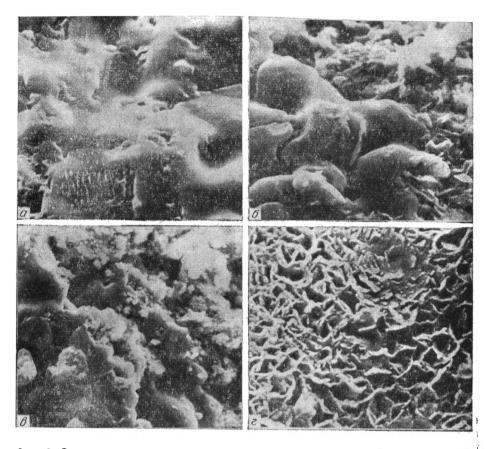
Фиг. 1. Пепловый туф с реликтовой витрокластической структурой; обр. 311; ×211; отчетливо видны реликты пепловых частиц рогульчатой формы

складок. Общая мощность соленосной толщи в районе купола достигает 9 км, седиментационная мощность не превышает 2—2,5 км. Апикальная часть Индерского поднятия венчается элювиальными образованиями — гипсовой шляпой, мощность которой достигает 80 м. В настоящее время общепризнанным является кунгурский возраст всей соленосной формации Прикаспия, что подтверждено результатами изучения спорово-пыльцевых комплексов. На основании палинологического анализа галогенных образований Индера С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко (Кореневский, Воронова, 1966) сделан вывод о принадлежности нижней, сутпайтауской, свиты к филипповскому, а всех вышележащих свит

к иренскому горизонту кунгура.

Формирование нижнепермской галогенной формации Прикаспия происходило вслед за интенсивным опусканием юго-восточной части Русской платформы вдоль региональных разломов, связанных с проявлением на Урале заальской фазы герцинского тектогенеза (Лапкин, 1967). В нижнепермский солеродный бассейн неизбежно должны были поступать продукты посторогенного вулканизма, характеризующегося, как известно, преимущественно кислым составом лав и резким преобладанием пирокластики. Прослои пирокластических пород и связанный с ними комплекс аутигенных минералов описан В. В. Лобановой (1960) для соленосных отложений купола Западный Азгир. Отсутствие до настоящего времени данных о наличии пирокластических пород в других соленосных разрезах Прикаспия является, скорее всего, результатом слабой литолого-петрографической изученности терригенных и терригенно-хемогенных компонентов галогенных толщ.

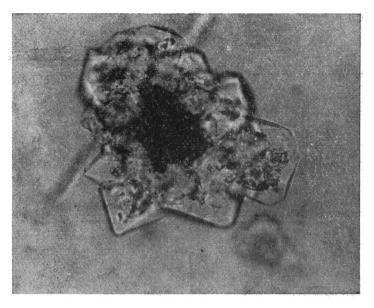
Объектом изучения послужила вскрытая шахтными выработками кургантауская свита, соответствующая, по данным И. Н. Тихвинского (1974), верхнелунежским слоям иренского горизонта кунгура, и ее гипергенные аналоги из гипсовой шляпы купола. Сложена кургантауская свита 900-м толщей каменной соли, содержащей в средней части (шактауская пачка) три горизонга калийно-магниевых солей, с которыми генетически связаны боропроявления. В целом отложения свиты отражают хемогенный тип седиментации в хлоридно-сульфатном бассейне, когда периодическое осолонение и сгущение вод приводили садке калийно-магниевых солей. К горизонтам калийно-магниевых и боро-ка-



Фиг. 2. Электронно-микроскопические изображения разных стадий раскристаллизации пепловых частиц, полученных в сканирующем электронном микроскопе S-600 (обр. 311)

a — начальный этап преобразования вулканического стекла (гладкая поверхность) в дисперсные слоистые силикаты; δ , ϵ — взаимоотношение новообразованного лейкофиллита с неполностью раскристаллизованным стеклом; ϵ — пространственная конфигурация тонкодисперсных пластинчатых выделений лейкофиллита

лийных солей приурочено подавляющее большинство глинистых прослоев, всегда маломощных, линзовидных, не выдержанных по простиранию и будинированных. Проведенное авторами микроскопическое изучение глинистых прослоев показало большую роль в их строении пирокластического материала. Помимо прослоев с незначительной примесью пепловых частиц присутствуют довольно выдержанные по простиранию горизонты, содержащие обильный вулканогенный материал. Один из таких прослоев мощностью до 0,10 м расположен в толще каменной соли, в трех метрах выше нижнего горизонта боро-калийных солей, и отчетливо прослеживается по всем шахтным выработкам. Представлен он светлой, чуть желтоватой породой массивной текстуры с характерными мелкими узловатыми стяжениями. Состав породы специфичен. Это пепловый туф, основная масса витрического компонента которого изменена и раскристаллизована с сохранением отчетливой витрокластической структуры (фиг. 1). Микроскопическое изучение показывает, что вся порода представляет собой сочетание крупных (до 0,05—0,07 мм) фрагментов вулканических стекол, раскристаллизованных и деформированных, и в разной степени раскристаллизованного тонкодисперсного цементирующего вещества. Контуры пепловых частиц



Фиг. 3. Форма новообразованных розетковидных агрегатов кварца $\times 630$ Видны контуры кварца 1-й генерации с жидкими включениями и кварца 2-й тенерации, свободного от включений, с идиоморфным обликом

имеют характерную неправильную, вытянутую рогульчатую и серповидную форму. Динамика раскристаллизации вулканических стекол отчетливо видна на фотографиях, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа (фиг. 2).

По всей массе породы наблюдается развитие тонкочешуйчатого слюдистого минерала с низким видимым двупреломлением, что обусловлено эффектом агрегированности тонкодисперсной минеральной массы. Лишь в единичных срезах наиболее крупных пепловых частиц можно видеть рост яркополяризующих кристаллов гидрослюды, который происходит перпендикулярно длинной стороне частиц. Рентгеновское излучение показало, что во всех фракциях породы абсолютно преобладающей фазой является слюдистый минерал, состав которого позволил отнести его к лейкофиллиту.

Мономинеральные фракции лейкофиллита были выделены из глинистых линз, расположенных среди слоистых гипсов элювия соляной толщи, которые являются, очевидно, гипергенным аналогом части соленосного разреза, содержащего прослой пеплового туфа. Порода, содержащая лейкофиллит, также характеризуется реликтовой витрокластической структурой, и ее минеральный состав в целом аналогичен составу туфа из соленосного разреза. Мономинеральность коллоидных фракций образцов из гипсовой шляпы (обр. 99-3/5, обр. 99-3/6) позволила произвести оптическое изучение лейкофиллита. Просмотр фракций меньше 0,001 мм в иммерсионных жидкостях показал, что в большинстве случаев тонкодисперсные агрегаты лейкофиллита ведут себя как хаотически ориентированные разупорядоченные системы, что приводит к эффекту оптической изотропности. Однако в редких случаях наблюдается идеальная текстурировка частиц. Такие агрегаты (анхикристаллы) всегда двуосные, оптически отрицательные, иногда имеют удлиненно-призматический облик с отчетливым плеохроизмом от светло-зеленого по Ng до темно-зеленого по Np. Усредненные величины показателей прелом-

Компо- ненты	Гора Барчи		Гора Везувий								
			лейкофил- лит **	обр. 311			обр. 316	обр. 99-3/5	обр. 99-3/6		
	туф- фит *	лейко- фил- лит*		порода (туф)	<0,001 мм	<0,001 мм ***	<0,001 mm	<0.001 MM	<0,001 мм		
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O MnO CaO MgO Na ₂ O K ₂ O H ₂ O+ H ₂ O- P ₂ O ₅ CO ₂ C SO ₃ Cl Cymma iSO ₂ kb SiO ₂ am	58,54 0,42 18,98 2,19 1,32 C.T. 0,38 4,20 0,38 7,40 4,84 2,39 0,05	0,43 17,82 1,14 2,79 0,03 0,68 5,21 Сл. 9,17 5,03 1,51 0,12	55,30 	49,78 0,50 12,88 3,79 0,33 Her 2,15 6,36 2,28 9,40 0,92 3,26 0,27 0,65 3,36 4,66 100,59 2,68	0,82 18,81 1,49 0,50 0,40 9,27 0,09 5,69 6,34 0,62 99,50 4,30	54,52*** 1,62 16,01 1,66 Her 0,22 5,10 0,63 6,66 7,60 3,70	51,89 0,81 13,63 4,96 0,30 Cл. 0,16 12,35 0,11 4,93 5,89 3,95 Cл. 0,24 0,67 Her 0,14 100,03	53,72 0,60 17,99 2,89 0,28 0,69 5,59 0,04 7,26 5,42 5,00 0,03 Her	55,97 0,67 17,11 4,85 0,16 0,01 0,63 5,73 0,07 7,44 3,96 2,93 0,01 0,15 0,04 Her 0,20 99,93 0,41		

ления для текстурированных агрегатов составляют $Ng'=1,586\pm0,002$; $Np' = 1,552 \pm 0,001$.

Во фракции >0,01 мм абсолютно преобладают обломки в различной степени раскристаллизованного стекла — от почти изотропных с п'= = 1,527—1,537 до агрегатно-двупреломляющих в серых и желто-серых тонах с п'=1,543-1,556. Присутствуют кварц, пирогенный и аутигенный, калиевый полевой шпат (санидин) с каемками аутигенного обрастания, единичные кристаллы альбита, цеолитов с $Ng = 1,474 \pm 0,001$ и $Np = 1,468 \pm 0,001$; из акцессорных минералов — пирит, барит, апатит, единичные зерна биотита, циркона и граната. Состав присутствующих минералов свидетельствует о том, что в бассейн седиментации поступили богатые SiO₂ и щелочами продукты вулканизма с трахилипаритовым составом лав. Специфику состава исходного материала подчеркивает комплекс аутигенных минералов, среди которых абсолютно преобладают кварц и калиевые полевые шпаты.

Максимальная концентрация аутигенного кварца наблюдается в наиболее крупной фракции (0,05—0,07 мм), где он присутствует главным образом в виде характерных розетковидных образований (фиг. 3). Отмечаются идиоморфные длиннопризматические кристаллы с пирамидальными ограничениями гексагонального облика, а также халцедоновые стяжения, концентрически-зональные и радиально-лучистые кварцевые агрегаты, сохранившие облачное угасание. Иногда наблюдается достройка кварцевого агрегата до четких кристаллографических очертаний. Аутигенные образования кварца содержат обильные жидкие включения, имеющие в основном неправильную уплощенную форму и приуроченные к центральным частям зерен. Центром роста аутигенных

^{*} Данные И. Кардимович (Kardymowicz, 1960).

** Данные Магдефрау и Хоффманн (Maegdefrau, Hofmann, 1937).

*** Фракция <0,001 мм, обработанная 5% НСІ. Обр. 311, 316 — кургантаусская свита; обр. 99-3/5,

99-3/6 — элювий кургантаусской свиты (гипсовая шляпа).

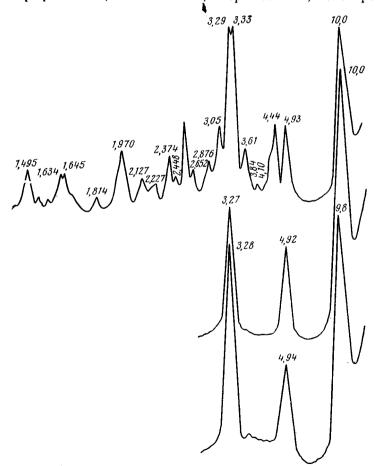
**** — Анализы выполнены в химической лаборатории геологического института АН СССР; аналитики — Степанова К. А., Рычкова В. Б.

кристаллов кварца часто являются окислы титана, выделяющиеся при разложении пепловых частиц и образующие либо бесформенные точечные скопления, либо псевдокубические кристаллы.

Полевые шпаты, составляющие существенную часть пепловых кристаллокластов, относятся к щелочной группе и представлены почти исключительно санидином. Во многих зернах видны отчетливые следы растворения пирогенных кристаллов и последующее обрастание их часто до геометрических форм аутигенным ортоклазом с иной оптической ориентировкой. Показатель преломления ядра несколько выше, чем у новообразования. Оптические константы санидина: $Ng = 1,526 \pm 0,001$; $Np = 1,518 \pm 0,001$; угол 2V мал, имеет место полное проявление одноосности. Для новообразованного калиевого полевого шпата $Ng = 1,524 \pm 0,001$; $Np = 1,514 \pm 0,001$; 2V также мал, т. е. оптика ортоклаза приближается к оптике санидина. Большая доля калиевых полевых шпатов в породе видна из таблицы химического состава (табл. 1, обр. 311); содержание K_2O в породе достигает 9,40%.

СТРУКТУРНО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕЙКОФИЛЛИТА

Изучение вещественного состава тонких фракций пород было выполнено с помощью комплекса различных методов: рентгеновского, электронографического, химического, термического, электронно-мик-



Фиг. 4. Дифрактограммы лейкофиллита, обр. 99-3/6, фр. <0.001 мм

a — неориентированный (верхний); b — ориентированный природный (средний); b — ориентированный, насыщенный этиленгликолем (нижний)

роскопического и ИК-спектроскопии. Полученные результаты позволили установить основные кристаллохимические особенности минералов, содержащихся в исследованных фракциях. Анализ дифрактограмм ориентированных препаратов показал, что преобладающим компонентом всех фракций является диоктаэдрический слюдистый минерал (фиг. 4). Он был встречен как в прослое туфа в солях (обр. 311, 316), так и в их гипергенных аналогах из гипсовой шляпы (обр. 99-3/5, 99-3/6). В первом случае слюдистый минерал находится в смеси с триоктаэдрическими разбухающими компонентами—с неупорядоченной смешанослойной фазой хлорит-монтмориллонит (обр. 311) или монтмориллонитом (обр. 316). Эти магнезиальные минералы являются характерными «фоновыми» аутигенными образсваниями и присутствуют по всему разрезу соленосной толщи Индер.

Фракции <0,001 мм пород из гипсовой шляпы представлены практически мономинеральной слюдистой фазой. Результаты насыщения образцов этиленгликолем и глицерином показали, что в структуре исследуемых слюдистых минералов содержатся монтмориллонитовые межслои, число которых варьирует от образца к образцу в пределах от 0 до 10%. Другими словами, наряду с собственно слюдистым минералом встречены его гидратированные разности или смешанослойные слюда -- монтмориллонит, в которых преобладают слои слюдистого типа. Намечается тенденция к увеличению монтмориллонитовых межслоев в структуре слюдистых минералов из зоны гипергенеза. Следует отметить, что при интерпретации дифрактограмм, полученных от препаратов, насыщенных этиленгликолем и глицерином, учитывалось, что в структуре минерала высота слюдистых пакетов (2:1 слой + межслой) равна 9,88 А, что, как будет показано ниже, характерно для лейкофиллита, а не 10, 0 Å, как в случае обычных Al-иллитов и мусковитов. По этой причине значение d=9.8 Å базального рефлекса, зарегистрированное на дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином (обр. 99-3/6), свидетельствует о том, что в структуре слюдистого минерала содержится только 3—5% монтмориллонитовых межслоев, а не 15—20%, как в обычных A1-гидрослюдах с аналогичным положением первого малоуглового рефлекса. Определение относительного содержания монтмориллонитовых межслоев в структуре гидрослюд проводилось с помощью графического метода, предложенного В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым (1976).

Электронографическое изучение слюдистых минералов позволило установить их принадлежность к модификации 1 M с параметрами $a=5,18, b=8,98, c=10,015 \, \text{Å}, \beta=100,6^{\circ}, \text{c} \sin\beta=9,848 \, \text{Å}.$

Рефлексы на дифрактограммах неориентированных образцов (фиг. 4) также были проиндицированы в однослойной моноклинной ячейке с

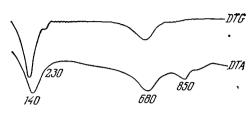
Таблица 2 Межплоскостные расстояния, индексы и относительные интенсивности рефлексов на дифрактограммах лейкофиллита и 1 М мусковита

	Лейкофилл	ит	Мус	ковит]. л	Гейкофиллит	•	Муско	ВИТ
I	d	d*	d**	hkl	1	d	d*	d**	hkl
94 44 47	9,91 4,93 4,44	9,91 4,95 4,50 4,33	10,08 5,04 4,497 4,35	001 002 020 111	100 100 47 25	3,33 3,293 3,05 2,876	3,333 3,292 3,061 2,887	3,36 3,36 3,07 2,93	022 003 112 113
12,5 12,5 51	4,10 3,84 3,61	4,10 3,819 3,619	3,66	021 111 111 112	22 47 23	2,652 2,561 1,495	2,657 2,564 1,503	2,69 1,499	023 131 060

<sup>Данные Зейферта (Seifert, 1968).
Данные Брауна (Brown, 1961).</sup>

близкими параметрами (табл. 2). Очень важно отметить, что, несмотря на общий характер дифрактограмм исследуемой слюды и АІ-иллитов. между ними имеются заметные отличия, обусловленные главным образом разницей в толщине слюдистых пакетов при практически одинаковых параметрах а и в. В этих условиях значения с сильных отражений 112, 003, 112 на дифрактограммах исследуемого минерала заметно меньше аналогичных d Al-иллита модификации 1 M (табл. 2).

Результаты химических анализов приведены в табл. 1. Для обр. 311 состав слюдистого минерала был установлен после проведения химического анализа образца, предварительно обработанного 10%-ным рас-



Фиг. 5. Кривые нагревания и потери веса **л**ейкофиллита (обр. 99-3/5, фр. <0,001 мм)

твором HCl с последующей отмывкой аморфных компонентов. При этом достигали полного растворения магнезиального смешанослойного минерала монтмориллонит. Расчет кристаллохимических формул проводился на основе предположения, что анионный каркас ячейки имеет состав $O_{10}(OH)_2$. Как это видно из табл. 3, наиболее существенной особенностью слюдистых ми- . нералов является низкий тетра-

Таблица 3

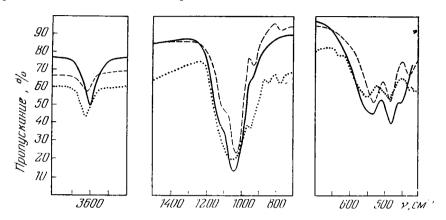
эдрический заряд, поскольку степень замещения Si на Al в тетраэдрах не превышает 8%. Основной отрицательный заряд в 2:1 слоях локализован в октаэдрах и обусловлен значительным содержанием в них катионов Мд. Из-за дефицита катионов К и соответственного уменьшения величины компенсирующего положительного заряда в межслоях катионный состав октаэдров 2:1 слоев характеризуется несколько повышенным (по сравнению с идеальным составом слюды с низким замещением Si на Al) содержанием трехвалентных катионов. В целом полученные кристаллохимические формулы очень близки к формулам, характеризующим состав лейкофиллитовых минералов с горы Барчи и из лав Везувия (табл. 1 и 3).

Кривые нагревания лейкофиллита (фиг. 5) характеризуются двумя низкотемпературными эндотермическими пиками — мощным при 140° и незначительным при 230°. Первый пик соответствует удалению адсорбированной воды, а второй связан с молекулами воды в монтморилло-

Компо- нент				Селедонит				
	Мусковит	Фенгит	Гора Барчи	Гора Ве- зувий	Купол Индер			Район За- валье
 	Güven	, 1967	Seifert, 1968	Maegde- frau, Hof- mann, 1937	311	99-3/5	99-3/6	Малкова, 1956
Si Al ^{IV} Al ^{VI} Fe ³⁺ Fe ²⁺ Mg Ca Na K Ba Ti	3,02 0,98 1,90 0,02 0,05 0,06 0,10 0,86	3,40 0,60 1,43 0,05 0,09 0,50 0,02 0,07 0,86	3,80 0,20 1,16 0,06 0,47 0,57 0,04 0,86 0,02	3,88 0,12 0,77 0,36 0,20 0,70 0,03 - 0,83	3,96 0,04 1,33 0,09 0,55 0,08 0,61	3,75 0,25 1,26 0,15 0,02 0,60 0,05 	3,80 0,20 1,18 0,25 0,01 0,59 0,03 0,01 0,65	3,80 0,20 0,21 1,01 0,27 0,58 0,04 0,73

нитовых межслоях. Общая потеря веса составляет 5,6%. Основная потеря ОН-групп (3,9%) происходит при 680°, а при 850° осуществляется полное разрушение структуры минерала, сопровождающееся аморфизацией, что подтверждается отсутствием экзоэффекта и данными рентгеновского анализа.

Интересно отметить, что потери при прокаливании в интервале температур $500-700^{\circ}$ практически точно соответствуют содержанию гидроксильных групп в структуре минерала. Это оправдывает принятое при расчете кристаллохимических формул предположение, что анионный каркас исследованных лейкофиллитов имеет состав $O_{10}(OH)_2$.



Фиг. 6. ИК-спектры однослойных минералов: лейкофиллита (сплошная линия), сколита (штриховая линия) и мусковита (точечная линия)

Ланные ИК-спектроскопии лейкофиллита приведены на фиг. 6. Сравнение ИК-спектров лейкофиллита, мусковита, фенгита и сколита показывает, что их основные отличия, обусловленные различным содержанием катионов Мд в октаэдрических позициях, проявляются в области валентных колебаний ОН. Увеличение содержания Мд в октаэдрах смешает положение частоты максимума от 3640 см-1 у мусковита до 3615 см-1 у лейкофиллита. Полосы наиболее сильного поглощения, обусловленные валентными колебаниями связей Si-O, в спектрах всех минералов расположены при 1030—1040 *см*⁻¹. В области деформационных колебаний связей Si—O и Si—O—Al также наблюдается совпадение максимумов всех главных частот поглощения. Незначительные отличия, проявляющиеся в смещении положений некоторых частот, связаны как со степенью совершенства структур исследованных минералов, так и с разницей в содержании октаэдрических катионов. Влияние различного содержания катионов А1 в тетраэдрической координации проявляется в области 750-840 см⁻¹. Полосы поглощения при 835 и 760 см⁻¹ у фенгита и сколита становятся слабее, чем у мусковита и исчезают у лейкофиллита. С изменением содержания Al в тетраэдрах происходит также изменение интенсивности полосы поглощения при 535—540 см-1.

Для того чтобы установить черты сходства и различия между структурами мусковитового, фенгитового, селадонитового и лейкофиллитового составов, сопоставим основные структурные характеристики соответствующих минералов. В табл. 4 приведены параметры ячеек, высоты, средние длины связей катион — анион — анион — анион для октаэдров, тетраэдров и межслоев структуры. Эти данные для мусковита $K_{0.86}Na_{0.10}(Si_{8.02}Al_{0.88})(Al_{1.90}Fe_{0.02}^{3+}Fe_{0.05}^{2+}Mg_{0.06})O_{10}(OH)_2$ и фенгита $K_{0.86}Na_{0.07}Ca_{0.02}(Si_{3.40}Al_{0.80})(Al_{1.43}Fe_{0.05}^{3+}Fe_{0.09}^{2+}Mg_{0.50})O_{10}(OH)_2$ заимствованы у Гювена (Güven, 1967), а для лейкофиллита $K_{0.86}Ca_{0.04}(Si_{3.80}Al_{0.20}) \cdot (Al_{1.16}Fe_{0.06}^{3+}Fe_{0.17}^{2+}Mg_{0.57})O_{10}(OH)_2$ и селадонита $K_{0.72}Ca_{0.05}(Si_{3.74}Al_{0.26}) \cdot$

Параметры	Мусковит	Фенгит	Лейкофиллит	Селадонит	
a	5,190	5,211	5,208	5,220	
b	9,008	9,038	9,006	9,047	
C	20,047	19,947	10,071	10,19	
<i>c</i> β <i>H</i>	95,757°	95,768°	100,9/°	100,27°	
H	9,973	9,923	9,885	10,02	
d :	1,933	1,956	1,96	2,01	
$t_{\mathbf{k}}$	2,808	2,842	2,85	2,885	
t_n	2,434	2,497 .	2,52	2,68	
t_m	2,891	2,885	2,86	2,96	
t_p	3,443	3,392	3,32	3,29	
ψ	57,0°	57,0°	57,3°	55,7°	
8	7,8°	6,6° ·	5,6°	4,7°	
h_0	2,105	2,12	2,13	2,28	
r	1,643	1,627	1,617	1,617	
b_t	9,204	9,092	9,04	9,05	
a	11,7	6	4	2	
<i>l</i> ₆	2,656	2,625	2,61	2,61	
l_a	2,706	2,686	2,67	2,67	
h_t	2,23	2,22	2,20	2,20	
h'_t	2,29	2,26	2,23	2,23	
η	3,39	3,36	3,33	3,32	
К—О	2,85	2,97	2,98	3,06	

 a, b, c, β — параметры ячейки; H— высота слюдистого пакета; d, r— средние длины связей октаэдрический и тетраэд; ический катион— анион соответственно; t_k — ребра верхних и нижних крышек октаэдров, заселенных катионами; t_n — ребра, общие двум заселенным октаэдрам; t_m — ребра, общие пустому и заселенному октаэдру; t_p — ребра верхних и нижних крышек пустых октаэдров; ψ — угол между нормалью к слоям и связью октаэдгический катион— анион; ϵ — угол взаимного разворота треугольных оснований октаэдров; h_0 , h_t , η — средние высоты октаэдров, тетраэдров и межслоев соответ

 \cdot (Al_{0,16}Fe_{1,0}³⁺Fe_{0,27}²⁺Mg_{0,57})O₁₀(OH)₂ получены с помощью метода структурного моделирования (Дриц, 1975). Параметры ячейки лейкофиллита заимствованы из работы Зейферта (Seifert, 1968).

Из табл. 4 видно, что средние длины связей октаэдрический катион — анион d у фенгита (1,956 Å) и лейкофиллита (1,96 Å) очень близки и заметно отличаются от значений d мусковита (1,933 Å) и селадонита (2,02 Å). Эти вариации межатомных расстояний непосредственно связаны с катионным составом октаэдров рассматриваемых минералов. Последовательно в ряду мусковит — фенгит — лейкофиллит — селадонит параллельно с увеличением d возрастают длины ребер $t_{\mathtt{k}}$ верхних и нижних крышек октаэдров, заселенных катионами, и уменьшаются ребра t_p крышек пустых октаэдров. Кроме того, в рассматриваемом ряду минералов при переходе от мусковита к селадониту увеличиваются длины ребер t_n , общие соседним заселенным октаэдрам, а также средняя высота h октаэдрических сеток. Это происходит из-за того, что при диоктаэдрическом мотиве распределения катионов эффект их электростатического отталкивания уменьшается с ростом содержания двухвалентных катионов. Поэтому анионы, экранирующие катионное отталкивание и образующие поделенные ребра октаэдров, с увеличением концентрации сравнительно крупных катионов Mg могут находиться на больших расстояниях друг от друга.

ственно: h_t — эффективная длина вдоль нормали к слоям наклоненных тетраэдров; α — угол разворота оснований тетраэдров; b_t — параметр тетраэдрической сетки при α =0; l_a и l_6 — длины боковых ребер оснований тетраэдров; K—О — средние межатомные расстояния катиона калия до ближайтего аниона. \bullet Структурные формулы минералов приведены в табл. 3.

В случае диоктаэдрических слоистых силикатов соответствие размеров октаэдрических и тетраэдрических сеток при их сочленении в 2:1 слоя достигается, в частности, за счет сплющивания октаэдров вдоль нормали к слоям и взаимного разворота их верхних и нижних треугольных оснований. При прочих равных условиях сплющивание октаэдров и увеличение угла є разворота их крышек приводит к увеличению a, b-параметров октаэдрической сетки.

Для того чтобы оценить степень сплющенности октаэдров, можно воспользоваться значением углов ψ между нормалью к слоям и направлением связей катион — анион. В случае идеального по форме октаэдра $\psi=54^{\circ}44'$. По мере сплющивания октаэдров значение угла ψ должно возрастать. Из табл. 4 видно, что октаэдры всех структур заметно сплющены, причем относительная степень их сплющивания в ряду мусковит — фенгит — лейкофиллит практически одинакова и резко уменьшается в случае селадонита. С другой стороны, увеличение содержания в октаэдрах крупных катионов Mg и Fe^{3+} приводит к уменьшению угла ε . Это связано с тем, что параллельно с ростом d возрастают длины ребер треугольных оснований октаэдров t_k , и соответствие с размерами тетраэдрических сеток достигается при меньших углах разворота верхних и нижних крышек октаэдров.

Проанализируем теперь особенности строения тетраэдрических сеток в структурах рассматриваемых минералов. Приведенные в табл. 4 данные показывают, что с ростом концентрации катионов Mg и Fe^{3+} в октаэдрах и уменьшением Al в тетраэдрах сетки разного сорта могут сочленяться в 2:1 слои при все более уменьшающихся углах разворота оснований тетраэдров α . Чем больше степень отклонения оснований тетраэдров от гексагонального мотива, т. е. чем больше α , тем меньше α , b-параметры тетраэдрической сетки и наоборот. Поэтому вполне естественно, что увеличение размеров октаэдров за счет присутствия крупных катионов и уменьшение размеров тетраэдров из-за понижения степени замещения Si на Al приводит к уменьшению угла α . B селадоните $\alpha = 2^{\circ}$, π . е. петли оснований тетраэдрической сетки имеют почти гексагональный мотив, а катионы K—призматическую координацию.

Вторым фактором, уменьшающим размеры тетраэдрических сеток и способствующим при этом достижению соответствия с параметрами октаэдрической сетки, является вытянутость тетраэдров вдоль оси C^* . По этой причине ребра оснований тетраэдров l_{δ} заметно меньше длин

боковых ребер l_a (табл. 4).

Средние значения высот тетраэдров с понижением содержания АІ уменьшаются. Однако основная причина, приводящая к уменьшению высоты слюдистых пакетов Н от 9,99 А для мусковита до 9,92 и 9,88 А для фенгита и лейкофиллита, заключается в том, что поверхность тетраэдрической сетки является гофрированной. Такеучи (Takeuchi, 1965) показал, что в шестиугольниках, вершины которых одновременно являются вершинами октаэдров и тетраэдров, четыре стороны равны ребрам крышек заселенных октаэдров t_k , а две противоположные — ребрам крышек t_p пустых октаэдров. Как видно из табл. 4, для всех структур t_{p} существенно длинее t_{h} . Для того чтобы тетраэдрические сетки имели двумерную непрерывность, необходимо наклонять навстречу друг другу каждую пару тетраэдров, вершины которых образуют ребро t_p . Величина наклона тетраэдров зависит от разницы в значениях t_h , t_p и l_{δ} . Из данных табл. 4 нетрудно заключить, что наибольший наклон тетраэдров реализуется в структуре мусковита и наименьший — в структуре лейкофиллита. Уменьшение степени гофрированности внешних поверхностей 2:1 слоев в мусковите — фенгите — лейкофиллите и обусловливает уменьшение высоты слюдистых пакетов в рассматриваемом ряду минералов.

Проведенное сопоставление структурных параметров мусковита, фенгита, селадонита, с одной стороны, и лейкофиллита — с другой, по-казывает, что этот минерал характеризуется вполне определенным своеобразием структуры. Особенности искажений тетраэдрической сетки лейкофиллита сближают его с селадонитом, тогда как строение октаэдрической сетки в структуре этого минерала близко к сетке фенгита. Лейкофиллит вряд ли правильно называть Al-селадонитом или Mg-мусковитом, поскольку он является крайним членом как в серии мусковит — фенгит — лейкофиллит, так и в серии селадонит — лейкофиллит. Представляется целесообразным называть лейкофиллитом калиевый слюдистый минерал, у которого степень замещения Si на Al ограничена составом $Si_{3,7}Al_{0,30}$, а отношение октаэдричееких катионов Al/Fe^{3+} больше 1.

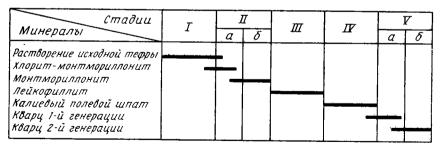
ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОФИЛЛИТА

Единичные находки лейкофиллита в лавах Везувия, в туффитах горы Барчи и в соленосной толще купола Индер говорят об уникальности и специфичности условий образования этого минерала. В литературе отсутствуют данные о характере, формах и масштабах выделений лейкофиллита в лавах Везувия. Что же касается горы Барчи, то здесь синтез лейкофиллита, приуроченного к прослоям туффита среди нижнедевонских песчаников, объясняется гидротермальным преобразованием вулканического пепла, пространственно связанного с экструзией кислых пород типа порфиров (Kardymowicz, 1960).

В соленосной толще Индер формирование этого крайне редкого слюдистого минерала непосредственно связано с преобразованием вулканогенного (пеплового) материала в специфических условиях высокоминерализованных вод эвапоритового бассейна. Поступление пеплового материала в солеродный бассейн происходило на галитовой стадии галогенеза вслед за садкой боро-калийных и калийно-магниевых солей, когда соленость вод достигала 27—32%.

Изучение парагенеза аутигенных минералов в породах указывает на стадийный характер преобразования исходного пеплового материала в процессе его «приспособления» к жестким физико-химическим условиям солеродного бассейна. При этом можно наметить определенную последовательность выделения конкретных минералов (фиг. 7).

При разрушении алюмосиликатного материала в среде, обогащенной Mg, в первую очередь происходит формирование аутигенных три-



Фиг. 7. Стадии раскристаллизации и преобразования вулканогенного материала в солеродном бассейне

I — постседиментационное растворение пирогенных кристаллов и витрокластов;
 II — синтез магнезиальных слоистых силикатов: а — хлорит-монтмориллонита;
 б — монтмориллонита;
 III — формирование по раскристаллизованному стеклу лейкофиллита;
 IV — регенерация «растворенных» на стадии I пирогенных калиевых полевых шпатов;
 V — новообразование розетковидных и идиоморфных кристаллов кварца: а — с обильными жидкими включениями,
 б — без включений, составляющих регенерационную кайму на ядрах кварца (a) с жидкими включениями

роль играет Mg. Этот процесс подробно изучен и описан для эвапоритовых комплексов цехштейна Западной Европы и Северной Африки (Lucas, 1962; Lippman, Savascin, 1969), а также для верхнеказанских гипсово-доломитовых отложений Оренбургского Приуралья (Коссовская и др., 1975). В соленосном бассейне Индер при разрушении пирокластического материала, являвшегося «сырьем» для синтеза аутигенных минералов, происходило формирование либо магнезиального неупорядоченного смешанослойного хлорит-монтмориллонита (обр. 311), либо триоктаэдрического монтмориллонита или, точнее, сапонита (обр. 316). С уменьшением содержания Мд оставшиеся в растворе реакционноспособные компоненты приняли участие в синтезе диоктаэдрических слоистых силикатов. Так, в доломитово-гипсоносных отложениях Оренбургского Приуралья фиксируется появление Fe-иллитов, а в соленосной толще Йндер — лейкофиллита. Очевидно, высокие концентрации Мд в солеродном бассейне Индер явились причиной того, что этот катион не реализовался полностью при синтезе триоктаэдрических хлорита и смекита и его «хватало» на синтез специфической слюды — лейкофиллита. Оставшиеся после синтеза лейкофиллита ионы Si, Al и K пошли на образование идиоморфных регенерационных каемок на обломочных зернах калиевого полевого шпата, подвергавшихся растворению на ранней стадии преобразования исходного пирокластического материала. Избыточный кремнезем реализовался в аутигенных агрегатах кварца. Формы роста кварцевых зерен и обилие жидких включений в них свидетельствуют о быстроте кварцевого аутигенеза. При этом центральные части зерен представляют собой участки самой ранней и самой быстрой кристаллизации кварца из насыщенных кремнекислотой растворов. Образование регенерационной каймы чистого кварца, свободного от какихлибо включений, происходило в последнюю стадию из растворов, близких к уровню насыщения по SiO₂.

октаэдрических слоистых силикатов, в структуре которых существенную

Преобразование аутигенных проявлений SiO_2 в виде кварцевых розеток и форм с геометрическими очертаниями связано, по-видимому, с поступлением в раствор при разрушении пирогенного материала мономерных форм SiO_2 . Растворы, содержащие анионы Cl^- и CO_3^- , являются, как известно, сильными растворителями кремнезема. Эти же ионы, подобно ионам фтора, играют роль сильных деполимеризаторов, что определило появление не аморфных, а кристаллических форм SiO_2 в виде различных новообразований.

Важную информацию об особенностях условий формирования лейкофиллита содержат его структурно-кристаллохимические характеристики и в первую очередь координационное положение Al. Как показали экспериментальные работы (Томашенко и др., 1975), координация Al в диоктаэдрических глинистых минералах главным образом определяется щелочностью — кислотностью среды, в которой происходит синтез. Только в условиях кислой среды ионы Al в структуре минерала занимают преимущественно октаэдрическую позицию. Поэтому можно считать, что формирование лейкофиллита происходило в среде с pH ≤7.

Кислая среда в хлоридно-сульфатном бассейне Индера обеспечивалась, по-видимому, не только высокой концентрацией хлоридов магния (гидролиз MgCl₂) и присутствием ортоборной кислоты H₃BO₃, но и, возможно, синхронным подтоком кислых термальных вод. Следует отметить, что при чрезвычайно быстром темпе накопления мощных соленосных толщ период интенсивного взаимодействия минерализованных растворов с терригенной составляющей породы может оказаться очень кратковременным, что будет способствовать «консервации» первичного терригенного материала. Так, например, В. В. Лобановой (1960) среди кунгурской каменной соли купола Западный Азгир описаны прослои крайне слабо перекристаллизованных пирокластических пород прибли-

зительно того же исходного состава, что и в соленосной толще Индер. Поэтому можно предположить, что решающим фактором в процессе интенсивного преобразования привносимого в солеродный бассейн Индер вулканического материала являлись повышенные температуры возможных термальных вод, синхронно поступавших в бассейн, которые способствовали ускоренному разложению богатых SiO₂ пирокластических компонентов и вовлечению тем самым больших масс кремнезема в процесс аутигенного минералообразования. Другими словами, высокая степень минерализации зод бассейна и повышенные температуры способствовали интенсификации процессов переработки пирогенного силикатного материала и, возможно, уже в короткий период соляного диагенеза достигалось минеральное равновесие между осадком и средой.

О возможности проявления термальной деятельности в районе купола Индер говорит целый ряд геологических данных. Формирование Прикаспийской впадины, начавшееся в девонское время, происходилона месте грабенообразных прогибов более раннего заложения северозападного и меридионального простирания. В нижнепермскую эпоху галогенеза продолжалось интенсивное унаследованное опускание грабенов кристаллического фундамента по глубинным разломам. Как показали исследования целого ряда авторов (Валеев и др., 1972), именно к линейным зонам развития грабенов приурочены мощные толщи калийно-магниевых солей. С участками повышенной плотности дизъюнктивных нарушений, с зонами пересечения разломов типа сдвига и отрыва связаны все известные месторождения боратов Прикаспия, которые располагаются над древними прогибами фундамента и приурочены к солянокупольным структурам. Таким образом, большие глубины залегания фундамента в прогибах, неоднородное строение земной коры (отсутствие гранитного слоя в центральной части Прикаспия), наличие системы перекрещивающихся глубинных нарушений могут свидетельствовать о существовании термальных вод, синхронно поступавших в бассейн седиментации по глубинным разломам. И в настоящее время на ряде солянокупольных структур Прикаспийской впадины известны аномально высокие значения теплового потока, связанные с зонами разрывных нарушений (Дальян, Посадская, 1972).

Убедительные данные о поступлении термальных вод по разрывным нарушениям на соляных куполах Прикаспия приведены в работе В. И. Муравьева (1974), где доказана гидротермальная природа зон монтмориллонитизации и гидрослюдитизации в законтурной области содержащих нефть горизонтов на куполах Кенкияк и Акжар.

Наглядной иллюстрацией влияния теплового подтока на интенсивность процесса аутигенного минералообразования являются данные, полученные П. Патнайком и Г. Фюхтбауэром (Patnaik, Füchtbauer, 1975) для карбонатных пород эвапоритового комплекса среднего триаса Западной Германии. Они показали, что район развития эксгрузии кислых пород «Branschar Massiv» характеризуется наиболее интенсивным процессом силикатного аутигенеза. Тепло, поставляемое в данном случае магматической деятельностью, является, по их мнению, одним из решающих факторов, влияющих на диагенетическое формирование альбита, калиевого полевого шпата, кварца и слюды типа фенгита.

Таким образом, развитие в соленосной толще купола Индер чрезвычайно редкого минерала — лейкофиллита в характерной ассоциации других аутигенных образований — магнезиальных силикатов, калиевых полевых шпатов и кварца является результатом сочетания ряда специфических геологических условий: присутствия реакционноспособного пирогенного материала, высокой концентрации солей в водах бассейна и, видимо, повышенных температур, обеспечивших интенсификациюпроцессов аутигенного минералообразования.

- Валеев Р. Н., Озол А. А., Тихвинский И. Н. Особенности генезиса месторождений боратов галогенно-осадочного типа. — Сов. Геология, 1972, № 5.
- Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- **Приц В. А.** Структурные и кристаллохимические особенности слоистых силикатов.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурное изучение смешанослойных минералов.

М., «Наука», 1976.

- Зубов И. П., Кунин Н. Я., Волож Ю. А., Певзнер Л. А., Циммлер В. А. Новые данные о строении Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности. — Сов. геол., 1972, № 11.
- Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., «Недра», 1966.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. — В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.—В сб.: Кристаллохимия

минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975. Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Паратенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации. — В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Лапкин И. Ю. Геологическое развитие южной половины Европы в раннепермскую

эпоху. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42.

Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир.— Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, 1960, вып. 40.

Малкова К. М. О селадоните Побужья. — Минералогический сборник, Изд-во Львовск. ун-та, 1956, № 10.

Муравьев В. И. Постседиментационное изменение глинистых минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияка и Акжара (Северный Казахстан).— Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 5. Тихвинский И. Н. Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской

синеклизы.— Сов. геол., 1974, № 5. Томашенко А. Н., Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В. Эпигенетическая зональность и координационное положение Al в диоктаэдрических минералах глин.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.

Brown G. The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1961.

Dana E. S. A system of Mineralogy. London, 6th. ed., 1892.

Güven N. The crystal structures of 2M₁ phengite and 2M₁ muscovite.—Carnegie Institution of Washington. 1966—1967, Year Book 66.

Kardymowicz J. O seladonicie z Barczy w Gorach Swietokrzyskich.— Kwart. Geol., 1960, m. 4.

Lippmann F., Savascin M. Mineralogische Untersuchungen an Zösungsrückständen eines württembergischen Keupergipsvorkommens.- Tschermaks Miner, und Petrogr. Mitt., 1969, v. 13, No. 2.

Lucas J. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation Etudes sur les argiles du Trias. - Mém. Serv. Carte Géol. Als., Loraine, 1962, v. 23.

Maegdefrau E., Hofmann J. Climmerartige Mineralien als Tonsubtanzen. - Z. Kristallogr.,

Patnaik P., Füchtbauer H. Temperature influencing the autigenic growth of silicates.—

IX Intern. Congr. Sedimentol. Nica, 1975.

Schaller W. T. An interpretation of the composition of high-silica sericites.— Mineral.

Mag., 1950, v. 29.

Seifert F. X-ray powder date for Mg-celadonite (leucophyllite) from Barcza, Poland.—

Contrib. mineral. petrol., 1968, v. 19.

Starkl G. Ueber neue Mineralvorkommnisse in Oesterreich.— Jahrbuch der K.-K. geologischen Reichsanstalt, Wien, 1883, v. 33.

Takeuchi J. Structures of brittle micas.— Clays and clay Minerals, Proc. 13, Conf., N. Y., 1965.

Velde B. Celadonite Mica: Solid solution and stability.—Contrib. mineral. petrol., 1972, v. 37.

Wise W. S., Eugster H. P. Celadonite; synthesis, thermal stability and occurrence.— Amer. Mineralogist, 1964, v. 49.

ГИН АН СССР, Москва

Дата поступления 15.VI.1976

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.311.231

ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛАТЕРИТНЫХ ПОКРОВОВ СОВРЕМЕННОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛИ

Б. М. МИХАЙЛОВ

Критически рассмотрены все аргументы, приводимые в ряде статей различных авторов для доказательства доолигоценового возраста латеритных покровов современной тропической зоны Земли. На основании нового фактического материала и анализа литературы обосновывается вывод об образовании латеритных покровов в олигоцен-четвертичное время в геоморфологических и климатических условиях, близких современным.

При восстановлении условий формирования бокситовых месторождений прошлого обычно используется принцип актуализма. Предполагается, что параметры обстановок, где в настоящее время широко распространены латерит-бокситовые покровы, были характерны для эпох древнего бокситообразования (Хардер, 1959; Patterson, 1967; Валетон, 1974; Бушинский, 1975, и др.). Наиболее полно эти параметры перечислены в монографии М. Гордона и др. (Gordon e. a., 1958, стр. 145—146): теплый влажный климат, при котором большую часть года количество осадков значительно превышает испарение; высокие температуры (вероятно, более 25° C) в течение большей части года, способствующие полному разрушению гумуса микрофлорой; промывание пористых глиноземистых пород чистой дождевой водой; размещение выветривающихся пород на возвышенных хорошо дренируемых участках рельефа, выше уровня грунтовых вод; сохранность подобных условий в течение длительного времени. В дополнение к перечисленным некоторые исследователи упоминают необходимость смены засушливых и дождливых периодов в течение года.

Однако на земном шаре существуют районы, удовлетворяющие всем этим условиям, но практически лишенные промышленных латерит-бокситовых месторождений, например значительные территории Таиланда, Вьетнама, Лаоса, многие острова Зондского архипелага, некоторые государства Южной Америки (Колумбия, Боливия и др.). Эти обстоятельства, очевидно, свидетельствуют о неполноте перечисленных критериев даже для современного бокситообразования.

С другой стороны, за последние годы в печати появился ряд работ советских исследователей, отрицающих широкое развитие на земном шаре процессов латерито- и бокситообразования в олигоцен-четвертичную эпоху (Акаемов и др., 1972, 1974, 1975; Теняков, Акаемов, 1972, и др.).

Эти исследователи критически рассматривают разделяемую большинством геологов, многие годы непосредственно работавших в современных влажных тропиках Земли, точку зрения о молодом (преимущественно олигоцен-четвертичном) возрасте бокситов этих областей. Так, С. Т. Акаемов и др. считают, что «возраст латеритных бокситовых месторождений и продуктов их переотложения (осадочных бокситовых зале-

жей) названных регионов (Гайана, Республика Суринам, Французская Гвиана, Бразилия, Гвинея, Мали, Берег Слоновой Кости, Гана, Либерия. Сьерра-Леоне, Камерун, Верхняя Вольта, Индия, Австралия, Юго-Восточная Азия.— Б. М.) не вызывает больших сомнений у непосредственно изучавших их исследователей и устанавливается как верхний мел — третичный или чаще эоценовый» (Акаемов и др., 1974, стр. 35).

Если эта точка зрения верна, то следует признать, что на земном шаре в олигоцен-четвертичное время, т. е. за последние 30 млн. лет, практически отсутствовали условия, благоприятные для формирования крупных промышленных месторождений бокситов. Иначе говоря, известные гигантские месторождения латерит-бокситов возникали в фациальных обстановках, резко отличных от существующих сейчас и пока не известных нам. В таком случае полностью исключается применение принципа актуализма.

Кто же прав?

Прежде чем решить эту задачу, следует ответить по крайней мере на два вопроса. 1. Есть ли на земном шаре такие районы, где в современную эпоху бесспорно происходит образование промышленных месторождений бокситов? Если да, то каковы параметры современного промышленного бокситообразования? 2. Когда же образовались огромные месторождения латерит-бокситов современного тропического пояса Земли: на последнем (олигоцен-четвертичном) этапе ее эволюционного развития, климатические параметры которого нам достаточно ясны, или ранее, в мел-палеоцен-эоценовое время, гипергенез которого полон загадок?

На первый вопрос можно ответить однозначно: да. На атолле Ренел из группы Соломоновых островов подсчитанные запасы бокситов составляют более 50 млн. τ . Этот атолл размером 80×10 κ м сложен плейстоценовыми коралловыми рифами, приподнятыми примерно на 100 м. В центре острова расположена депрессия с абсолютной отметкой дна +15 м. Остров покрыт тропической растительностью, скрывающей его карстовый рельеф. В юго-восточном направлении внутренняя депрессия постепенно переходит в лагуну, соединенную с океаном. На острове отсутствуют реки, и дренаж происходит исключительно по трещинам и карстовым пещерам.

Неровности дна депрессии заполнены тонкодисперсным веществом, по химическому составу отвечающим высококачественному бокситу. Площади аккумулятивных участков составляют $1-10~\text{M}^2$, мощность — до 2~M. Содержание, $\%: \text{Al}_2\text{O}_3$ 46-52; SiO_2 0-0.2; Fe_2O_3 15.5-21.3; TiO_2 1.4-2.1; п. п. п. 23.3-30.8; другие компоненты присутствуют в количествах 0.2-1.0%. Лишь в отдельных образцах отмечаются повышенные содержания P_2O_3 (до 1.19%) и MnO. Последнего в бокситах 0.3-0.4%, но в оолитах в почвах её иногда до 30% (Weisse, 1970).

По минеральному составу и другим показателям бокситы атолла Ренел аналогичны Ямайским и образовались, как и ямайские, путем бокситизации алюмосиликатного материала, попадающего на карбонатную закарстованную поверхность.

Атолл Ренел входит в состав Соломоновых островов, расположенных в южной части тропического пояса Земли. Климат здесь влажный, тропический. Среднемесячные температуры в среднем 26—28° С. Годовых осадков более 2500 мм. Минимум дождей отмечается в августе — сентябре (50—80 мм), максимум в октябре — декабре.

Неопровержимые доказательства современного образования бокситов, основанные на определении возраста подстилающих пород, имеются на Гавайских островах, островах Фиджи и в других районах влажных тропиков, где развиты молодые карбонатные и алюмосиликатные породы.

Чем же фациальные обстановки, господствующие в перечисленных выше областях современного бокситообразования, отличаются от обста-

Аргументы, выдвигаемые в пользу гипотезы о доолигоценовом возрасте бокситовых месторождений тропического пояса Земли

Обоснованность аргументов

1. Приуроченность месторождений бокситов к «цикличным глобальным мел-палеогеновым поверхностям выравнивания» (Акаёмов и др., 1975, стр. 55)

2. Со ссылкой на статью Ф. Тесье (Tessier, 1950) авторы пишут: «Обнаружение в Сенегале у г. Тиес погребенной в отложениях лютетской серии (эоцен) латеритной коры выветривания фосфатных пород» (Акаёмов и др., 1974, стр. 36)

3. «Непосредственное перекрытие латеритных бокситов тропической зоны третичными (зоценовыми или более молодыми) породами в Индии, Камеруне, Сенегале, Австралии; залегание продуктов разрушения и переотложения их среди последних в Гайане, Суринаме, Гане, Мали, Северной Австралии» (Акаёмов и
др., 1974, стр. 36)

- 1. Если сказать точнее, то не к «поверхностям выравнивания», а к останцам этих поверхностей. Останцы мел-палеогеновых поверхностей выравнивания сложены древними трещиноватыми легко дренируемыми алюмосиликатными породами, всегда приподняты в рельефе и тем самым характеризуются наиболее благоприятными для латеритизации условиями. Латеритизация останцов протекала после расчленения единой мел-палеогеновой поверхности, т. е. в олигоцен-четвертичное время. Кстати, крупнейшие месторождения латерит-бокситов Гвинеи (Фриа, Киндия и др.) приурочены к останцам миоценовой поверхности выравнивания, т. е. заведомо моложе і эоцена (фиг. 1)
- 2. В цитируемой статье говорится о том, что латероидные фосфаты, «обычно рассматриваемые как результат относительно молодого метасоматоза обнаженных фосфата пластов кальция ...», -- среднеэоценовые. Приведение этого факта в качестве доказательства эоценового возраста обширных латеритных покровов Западной Африки — явное недоразумение, поскольку, с одной стороны, процесс алюминиевого метасоматоза фосфатов по своей природе резко отличен от процесса латеритообразования, так как предусматривает высокую степень подвижности Al, и с другой — этот процесс, как отмечает Ф. Тесье, более молодой, наложенный на эоценовые отложения (т. е. постэоценовый). Для обоснования возраста латеритов лучше обратить внимание на широкое развитие в Сенегале мощных латеритных (алюможелезистых) покровов, развитых на плиоценовых базальтах (Nahon, Demoulin, 1971, и др.) Что же касается формирования латеритной коры выветривания на фосфатных породах, то ее детальные минералогическая и химическая характеристики приведены в работе А. Лалемана и др. (Lallemen e. a., 1964, и др.), на примере соседнего месторождения фосфоритов Тайба. Авторы убедительно показывают, что латеритизация пород происходила после их выхода на молодую плиоценовую поверхность выравнивания
- 3. Не известно (по крайней мере в литературе) ни одного случая перекрытия в тропической зоне Земли промышленных месторождений латеритных бокситов отложениями К либо Рд. Отмечаемое некоторыми исследователями (Акаёмов и др., 1975) присутствие обломков железистых и алюможелезистых пород в отложениях Рд тропического пояса Земли никак не может служить доказательством доолигоценового возраста огромных по площади распространения и мощности латеритных покровов. Скорее, наоборот, полное отсутствие погребенных латеритных покровов в К, палеоцене, эоцене, широкое развитие продуктов их ближайшего переотложения среди более молодых отложений являются весомым доказательством именно олигоцен-четвертичного возраста латерит-бокситовых месторождений тропического пояса Земли. Разрабатываемые в настоящее время в Гайане бокситовые залежи в отложениях Рд по структурным особенностям, морфологии и стратиграфическому положению являются полными аналогами бокситов южных штатов США и никак не связаны с олигоцен-четвертичными латеритными покровами, развитыми на базальтовых плато Гайаны и Суринама (фиг. 2)

Аргументы, выдвигаемые в пользу гипотезы о доолигоценовом возрасте бокситовых месторождений тропи-ческого пояса Земли

Обоснованность аргумента

- 4. «Широкое развитие сейчас на глиноземистых латеритах Берега Слоновой Кости, Сьерра-Леоне, Индии и в странах Юго-Восточной Азии почв различных генетических типов» (Акаёмов и др., 1974, стр. 35)
- 5. Наличие в Западной Африке выходов невыветренных пород в бортах долин при одновременном перекрытии водоразделов латерит-бокситами

«Относительно незначительное содержание SiO₂ (в среднем 5—15 мг) в водах, дренирующих различные зоны и участки «латеритизирующихся (?) кор выветривания», а также их кислая реакция (рН 4,5—6,6)» (Акаёмов и др., 1974, стр. 37)

- 4. Развитие латеритного покрова, как известно, происходит «сверху вниз». В то время как фронт латеритизации продвигается в глубь выветривающейся толщи, на поверхности латеритного покрова при условии интенсивного привноса алюмосиликатной пыли и закрепления ее растительностью могут возникать почвы. Пример тому — суглинки на бокситоносных бовалях Гвиней, возникшие за счет привноса больших масс песчано-алевритового материала из Сахары. Это не исключает развития латеритного покрова вглубь
- 5. При скорости речной эрозии, превышающей скорость развития латеритного покрова, на склонах долин такое явление закономерно. Латеритный покров развивается на водоразделах и пологих, в настоящее время не эродируемых склонах древней эрозионной сети и одновременно разрушается при врезании речных долин. Иными словами, процессы нарастания и разрушения латеритов идут одновременно со скоростью, меняющейся во времени и пространстве. Не исключено, что на определенных отрезках геологического времени результирующая этих процессов была отрицательной и общие запасы бокситов в районе сокращались. Важно не то, что бокситов нет на отдельных участках склонов, а то, что они есть на склонах молодых долин (например, долины рек Конкуре, Бауле, Нигер и др.)
- 6. Суть дела не в абсолютном количестве SiO_2 , в том, что его содержание в водах в десятки раз выше содержания глинозема, который при рН 4,5-6,6 практически нерастворим. Эт приводит к постоянному относительному обогащению Al водораздельных пространств, бронированных кир асой (их латеритизации)

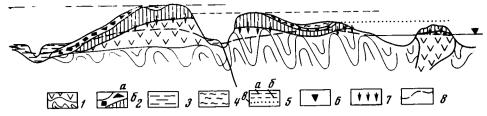
новок, характерных сейчас для побережий тропической зоны Атлантического океана, например для Сьерра-Леоне, Гайаны, Французской Гвианы и других стран, где, по С. Т. Акаёмову и др., бокситонакопление практически прекратилось в конце эоцена?

Перечисленные районы характеризуются аналогичными параметрами климата и сходными геолого-геоморфологическими условиями. Одно это уже не позволяет нам согласиться с мнением о древнем, доолигоценовом возрасте крупнейших бокситовых месторождений современного тропического пояса Земли.

В основу «доказательств» положений, выдвигаемых С. Т. Акаёмовым и др., положен следующий фактический материал (табл. 1).

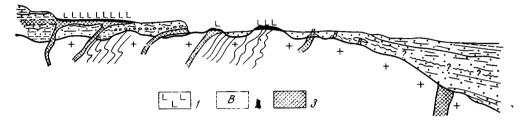
Некорректным аргументам, выдвигаемым в пользу мел-эоценового возраста обширных латеритных покровов современного тропического пояса, противостоят убедительные, труднооспариваемые и поддерживае-(Patterson, 1967; Bleackley, мые многочисленными исследователями Phil, 1964; Лисицына, 1973, и мн. др.) доказательства их молодого (олигоцен-четвертичного) возрастя.

1. Строгое соответствие границ распространения латерит-бокситовых покровов границам современных климатических зон, четко определившимся в олигоцен-четвертичное время. Практически не известно ни одного сколько-нибудь крупного месторождения латерит-бокситов за пределами климатических зон, характеризующихся среднемесячными тем-



Фиг. 1. Схематическое строение латеритного покрова Западной Африки

I — складчатый фундамент Либерийского щита; 2 — латеритный покров (a — шлейфовые кирасы и бокситы, b — латеритная (бокситоносная) кора выветривания); b — аллювнальные отложения молодых террас; b — современные суглинки и супеси эолового генезиса; b — уровни выравнивания (a — b — b — b — b — b — уровень океана; b — фронт современной латеритизации; b — уровень грунтовых вод



Фиг. 2. Разрез через северное побережье Южной Америки в центральной части Гайаны (Bleackley, Phil, 1964)

1 — латериты; 2 — бокситы; 3 — габбро

пературами ниже $+20^{\circ}$ С и количеством осадков менее 1700 *мм* в год при резком преобладании их над испарением в течение большей части года (см. фиг. 2 в статье С. Т. Акаёмова и др., 1975, стр. 57).

- 2. Четкий контроль размещения латеритных бокситоносных покровов современным рельефом, сформировавшимся в постэоценовое время. Латеритные покровы повсеместно облекают плоские вершины останцов (бовалей) и их пологие склоны, подвергаясь разрушению только в долинах отдельных современных рек, эрозионная деятельность которых превышает скорости латеритообразования.
- 3. В современной тропической зоне Земли не известны перекрытия промышленных месторождений латерит-бокситов доолигоценовыми отложениями. Все известные в литературе упоминания о доолигоценовых латерит-бокситовых месторождениях и даже рудопоявлениях в латеритных покровах являются досадными недоразумениями (см. выше об «эоценовых» латеритах Сенегала) либо косвенно и очень ненадежно аргументированы. В качестве примера рассмотрим упоминаемые С. Т. Акаёмовым и др. со ссылкой на Д. Блекли крупные бокситовые месторождения Гайаны. В более поздней монографии Д. Блекли и Д. Фил (Bleackley, Phil, 1964) детально и подробно рассматривают два типа резко различных между собой пород: латериты и бокситы (фиг. 2). Бокситы залегают в виде отдельных изолированных линзовидных тел среди песчаноглинистых отложений Рд и представлены пизолитовыми, оолитовыми либо обломочными и землистыми разностями. По времени образования, текстурным и структурным признакам они весьма сходны с бокситами палеоген-эоценовой формации Кост-Плейн, развитой на юге США, и ни коим образом не связаны с формированием молодых латеритных покровов.

Латериты же образуют обширные покровы, бронирующие возвышенные участки рельефа вдали от моря. «Латериты различных типов широко распространены в Гвиане и их образование продолжается сегодня»

(Bleackley, Phil, 1964, стр. 85). Судя по приводимым в монографии профилям, авторы считают, что огромные запасы латеритных бокситов имеют молодой, по крайней мере постплиоценовый возраст. Эти латериты по структурным, текстурным признакам и возрасту они уверенно сопоставляют с постплиоценовыми латеритными покровами других районов мира.

- 4. Анализ геоморфологического строения одного из крупнейших бокситоносных районов мира юга Сахарской платформы, проведенный за последние годы Ю. П. Селиверстовым (1973), убедительно показал, что многие промышленные месторождения бокситов с запасами в миллиарды тонн, входящие в формации латеритных покровов, расположены на миоценовых поверхностях выравнивания, т. е. заведомо молодые. Таковы эксплуатируемое кампанией Пешиней месторождение Фриа, эксплуатируемые советско-гвинейской кампанией месторождения района Киндии, а также Содиоре, Боке и многие другие.
- 5. Проведенные за последние годы работы по изучению вещественного состава осадочных пород Pg в Западной Африке в обрамлении областей бокситообразования показали, что в отложениях K, Pg и эоцена повсеместно преобладают глинистые минералы групп палыгорскита, сепиолита и монтмориллонита, присутствует гипс и, наоборот, полностью отсутствуют углистые образования, сероцветные породы, мономинеральные кварцевые пески, каолиниты (Мило, 1968). Все это однозначно указывает на аридную обстановку осадконакопления в K₃, палеоцене и эоцене Западной Африки. Об этом же свидетельствует отсутствие здесь захороненных остатков доолигоценовой растительности (Трофимов, 1974).

С олигоцена наблюдается резкая смена состава пород: в разрезе абсолютно преобладают кварц-каолинит-железистые образования, появляются прослои лигнитов, сероцветных глин, содержащих отпечатки тропической влаголюбивой растительности, что может быть интерпретировано как начало развития фациальных обстановок, благоприятных для бокситообразования.

6. Проведенные за последние годы исследования позволяют не только качественно обосновать факт протекания процессов латеритообразования в современную эпоху, но и попытаться количественно оценить

их скорости.

А. В 1970 г. на плато Фута-Джаллон в Западной Африке обнаружено более 15 местонахождений остатков материальной культуры древнего человека. При их исследовании оказалось, что орудия, имеющие возраст 40—100 тыс. лет, сделаны из чрезвычайно плотной кварц-серицит-муллитовой породы. Все они имеют кайму выветривания мощностью до 3—15 мм, состоящую из кварца, каолинита, гётита и гематита. В ряде образцов рентгеновским анализом обнаружено до 5—15% гиббсита (Броневой и др., 1971).

Относительно небольшая скорость выветривания и низкая эффективность процесса латеритизеции орудий объясняется, с одной стороны, нахождением их на поверхности плато, где они соприкасались с влагой практически только во время дождя, а основную часть времени не подвергались выветриванию, и, с другой стороны, крайне неблаго-

приятным для выветривания составом материнских пород.

Б. В окрестностях г. Дакара широко развиты базальтовые четвертичные лавы. Их поверхность покрыта весьма мощным латеритным панцирем, в составе которого, по данным советских и иностранных исследователей, преобладают минералы окиси железа и алюминия (Nahon, Demoulin, 1971; Tessier, Lappartient, 1967).

В. Еще в 1962 г. мы определили состав золы травянистой растительности бокситоносных бовалей. Оказалось, что зола на 80% состоит из кремнезема; глинозема не более 2% (Михайлов, 1964). Имея количественные показатели ежегодного извлечения Si из выветривающейся по-

Факторы, приводящие к росту латеритных покровов

- Факторы, приводящие к деградации латеритных покровов
- 1. Жаркий, постоянно либо переменно влажный климат, определяющий высокую температуру грунтовых вод, интенсивный гидролиз вещества, вынос щелочей, щелочных земель, Si и фиксацию Al, Fe, Ti. Интенсивное развитие микрофлоры, уничтожающей органическое вещество и продуцирующей углекислоту.
- 2. Высокие содержания углекислоты в почвенном воздухе, повышающие pH грунтовых вод, способствующие перераспределению (метасоматозу) Al и Fe с образованием алюможелезистых покрово в — кирас
- . 3. Широкое развитие силикофильной (в первую очередь травянистой) растительности, продуцирующей огромные количества зеленой массы. Эта растительность, разлагая алюмосиликаты, извлекает на дневную поверхность Si, который в дальнейшем водными потоками переносится в область аккумуляции
- 4. Поступление в области бокситонакопления воздушных масс со стороны океана. Эти ветры приносят влагу, лишенную кремнистой пыли и, наоборот, обогащенную щелочами и щелочными землями, что благоприятствует процессу разложения пород
- 5. Очень медленное воздымание территории на фоне относительного тектонического покоя
- 6. Развитие основных пород и их осадочных и метаморфогенных аналогов, содержащих значительное количество щелочей, глинозема, щелочных земель и легко подвергающихся гидролизу

- 1. Аридизация климата, приводящая к ограничению или прекращению выноса щелочей, щелочных земель и кремнезема за пределы выветривающейся толщи
- 2. Похолодание климата, угнетающее процессы гидролиза, а также деятельность бактерий, что приводит к росту содержания органических кислот в почвенных водах, широкому развитию органоминеральных систем, переводу А1 и Fe в растворимое состояние и выносу их за пределы выветривающихся толщ
- 3. Развитие лесных ценозов. Последние хотя и продуцируют большое количество зеленой массы, но в своем составе содержат много алюмофилов. Кроме того, элесной опад обычно минерализуется на месте, и входящие в его состав элементы в значительной мере участвуют в малом (почвенном) кругообороте вещества, не удаляясь из системы
- 4. Поступление в области бокситонакопления цвоздушных масс, приносящих значительные количества силикатного материала из пустынных внутренних частей континентов, что резко тормозит процесс бокситообразования
- 5. Интенсивная тектоническая деятельность, сопровождающаяся широким развитием эрозионных и аккумулятивных процессов
- 6. Развитие кислых пород и их осадочных и метаморфогенных аналогов, содержащих кварц и малые количества щелочей и щелочных элементов

роды и последующего его удаления (почвенный покров на исследуемом участке практически отсутствовал), мы рассчитали теоретически возможную скорость формирования латеритного покрова. Оказалось, что в условиях режима, существующего в настоящее время на бокситоносных бовалях Западной Африки, из 1 м³ долерита весь кремнезем может быть удален растительностью за 60 тыс. лет.

Г. По гидрогеологическим наблюдениям В. А. Иванова в бокситоносных районах Западной Африки, содержание кремнезема в водах, вытекающих из основания латеритных покровов, 18—25 мг/л (до 45 мг/л), а глинозема около 1 мг/л. Если принять среднее содержание кремнезема в этих водах 20 мг/л. а количество осадков, фильтрующихся через латеритный покров, 1000 мм в год (количество выпадающих осадков 2000—2500 мм), то время полного выноса всего Si из 1 м³ породы составит 75 тыс. лет.

Поскольку оба процесса выноса Si (растительностью и фильтрующими водами) идут одновременно, суммарная скорость продвижения фронта латеритизации в максимально благоприятных условиях теоретически может достигнуть порядка 1 м за 50 тыс. лет. Если учесть, что на севере массива Фута-Джаллон встречаются разрезы латерит-бокситов мощностью до 20 м, формирование которых, очевидно, не зависело от растительности, а протекало под действием значительно менее агрессивных, уже содержащих определенное количество Si вод, то, очевидно, следует признать, что скорость формирования латеритного покрова была в действительности значительно меньше. Принимая во внимание и факт присутствия в этом регионе значительных масс обломочных бокситов, залегающих на склонах бовалей либо образующих самостоятельные формы более молодого рельефа, очевидной становится весьма значительная продолжительность эпохи накопления бокситов Западной Африки.

Обращает на себя внимание и возможность пульсационного развития процесса бокситообразования во времени. В частности, существенное влияние на скорости и характер процессов бокситообразования могла оказывать динамика воздушных масс. Так, наблюдаемый в настоящее время привнос огромного количества эоловой существенно кремнистой пыли из Сахары в области бокситонакопления, естественно, не может не тормозить результирующую скорость роста общих запасов бокситов в регионе. В связи с отсутствием планомерных наблюдений за количеством привносимой пыли и составом стока мы не можем даже качественно оценить общий химический баланс гипергенных процессов, характерный на сегодня. Нельзя исключать, что в отдельные периоды олигоцен-четвертичного времени он характеризовался преобладанием кремнистой составляющей, но в общем итоге вынос Si, безусловно, резко превышал его привнос в область бокситообразования.

Сейчас в районах развития мощных латеритных покровов мы наблюдаем запечатленный в породах и рельефе результат сложных, подчас взаимоисключающих гипергечных процессов, главным образом олигоцен-четвертичного времени.

Очевидно, некоторые факты, взятые в отдельности, могут быть истолкованы как доказательства отсутствия бокситонакопления в определенные отрезки времени, и это будет соответствовать действительности, но совокупность их безусловно свидетельствует об интенсивном бокситообразовании, протекающем в олигоцен-четвертичное время в гумидной тропической зоне Земли (табл. 2).

Перечисленные в табл. 2 факторы, благоприятствующие бокситообразованию, следует относить только к олигоцен-четвертичной истории развития Земли. Что касается более древних эпох, то там уже появляются иные, дополнительные параметры гипергенных сред, влияние которых на процессы бокситообразования пока не совсем ясно.

ЛИТЕРАТУРА

Акаёмов С. Т., Сиротин В. И., Хожаинов Н. П. Вопросы генезиса бокситов КМА.— В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА. Изд-во Воронежского ун-та, 1972.

Акаёмов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Проблемы времени и условий формирования латеритных бокситов современной тропической зоны Земли.—В кн.: Тезисы докладов семинара по генезису бокситов. М., «Недра», 1974.

Акаёмов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли.— В кн.: Проблема генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.

Проблема генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.

Броневой В. А., Иванов В. А. и др. Латеритизация каменных орудий древнего человека на плато Фута-Джаллон (Западная Африка). Докл. АН СССР, 1971, т. 198,

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975. Валетон И. Бокситы. М., «Мир», 1974.

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1973, вып. 231.

Мило Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.

Михайлов Б. М. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского щита.— Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4. Селиверстов Ю. П. Рельеф и покровные образования тропиков Западной Африки.—

Геоморфология, 1973, № 1.

Теняков В. А., Акаёмов С. Т. Латеритные коры выветривания Гвинеи: некоторые принципиальные вопросы геологии и возраста.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5.

Трофимов Д. М. Тектоника и история формирования платформенного чехла юго-западной части Сахарской платформы.— В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск. «Наука», 1974.

форм. Новосибирск, «Наука», 1974. Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения.— В кн.:

Происхождение бокситов. М., ИЛ, 1959.

Bleackley D., Phil D. Bauxites and Laterites of British Guiana.—Geol. Surv. British Guiana Bull., v. 34, 1964.

Gordon M., Tracey H., Ellis M. Geology of the Arkansas bauxite region.— Geol. Surv.

Profess. Paper., v. 299, 1958.

Lallemen A., Slansky M. e. a. La sédimentation et l'altération latéritique des formations phosphatées du gisement de Taiba (Rep. du Sénégal).—Bull. serv. carté géol. Als. et Lorr., t. 17, F. 4, 1964.

Nahon D., Demoulin D. Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal occidental.— Rev. Géogr. phys. géol. dynam. Fr., v. 13, No. 1, 1971.

Patterson S. H. Bauxite reserves and potential aluminium resources of the World.—Bull. U. S. Geol. Surv., v. 1228, 1967.

Tessier F. Age des phosphates et des latéroides phosphatés de l'Ouest du plateau de Thiés (Sénégal).— Compte rendu Acad. Sciat. 230, No. 10, 1950.

Tessier F., Lappartient I. Observations sur la latérite récente des environs de Dakar (Rép. du Sénégal).—Bull. Soc. Géol. Fr., 7 ser., t. IX, No. 3, 1967.

Weisse G. Bauxite sur un atol du Pacifique. Min. Deposita, v. 5, No. 2, 1970.

ВСЕГЕИ, Ленинград Дата поступления 12.1.1976

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. № 6, 1976 г.

УДК 551.3.051 (571.65),

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТОСТИ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

О. Г. ЭПШТЕЙН

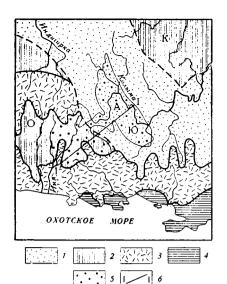
В верхнепермских отложениях верховьев р. Колымы среди отчетливо слоистых морских отложений присутствуют два мощных почти лишенных стратификации горизонта ледово-морских осадков — глинистых толщ, содержащих продукты ледового разноса. Седиментологический анализ этих образований, а также подстилающих и перекрывающих отложений показывает следующее. Нестратифицированность горизонтов ледово-морских осадков вызвана тем, что их накопление протекало при резкой подавленности волнения в условиях ледового режима. Образование слоистых верхнепермских отложений проходило в обстановке активной динамики прибрежной зоны и было связано с миграцией трасс постоянных течений, формировавших слои зернистых осадков среди глинистых илов. Обосновывается вывод, что возникновение слоистости в верхнепермской толще (чередование слоев зернистых и глинистых отложений) на стадии седиментогенеза было обусловлено изменениями гидродинамического режима морского бассейна, имеющими климатическую природу.

Стратификация морских терригенных толщ, как известно, определяется разными факторами. В одних случаях главным фактором являются тектонические движения; гидродинамический режим в бассейне при этом контролируется изменениями ландшафтной обстановки (перемещение береговой линии, изменение батиметрии). В других случаях стратификация зависит от особенностей гидродинамики морских водоемов (штормы, степень интенсивности ветрового волнения и т. д.), обусловленных климатическим фактором. Интересный пример в этом отношении представляют верхнепермские отложения верховьев р. Колымы.

Район представляет собой крупную (90×500 км) структуру в южной части Яно-Колымской складчатой области, известную как Аян-Юряхский антиклинорий (фиг. 1). Его слагают мощные морские терригенные толщи верхней перми. Они расчленяются на три части. Нижняя (податканская) и верхняя (надатканская) части разреза мощностью около 2000 м каждая сложены главным образом чередованием мощных (до 300—400 м) алеврито-глинистых пачек, отличающихся соотношением слагающих пород. В северо-западной части антиклинория среди них наблюдается несколько существенно песчаниковых пачек (50—100 м). Для этих отложений характерна неравномерная, во многих случаях частая перемежаемость пород разного гранулометрического состава: аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Строение средней части разреза — атканской свиты — однотипно (фиг. 2). Свита состоит из двух горизонтов «гальковых аргиллитов» 1

¹ Термин «гальковые аргиллиты» (Pebbly mudstones) используется нами вслед за рядом авторов (Данбар, Роджерс, 1962; Хуан, 1965; Кроуэлл, 1968, и др.) для обозначения тонкозернистых осадков, в которых рассеян окатанный грубообломочный материал.



Фиг. 1. Схематическая геолого-тектоническая карта (Геология СССР, т. ХХХ). Показано поле развития верхнепермских отложений в Иня-Колымском междуречье

Л — Яно-Колымская складчатая область;
 2 — массивы:
 О — Охотский,
 К — Колымский;
 З — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП);
 4 — Охотская складчатая область;
 5 — верхнепермские отложения;
 6 — линия профиля, изображенного на фиг.
 6;
 А — Ю (буквы на карте)
 — Аян-Юряхский антиклинорий

мощностью по 200—300 м, разделенных алевролито-аргиллитовым горизонтом (70—100 м). Горизонты гальковых аргиллитов выделяются своеобразием гранулометрического состава и почти полным отсутствием стратификации.

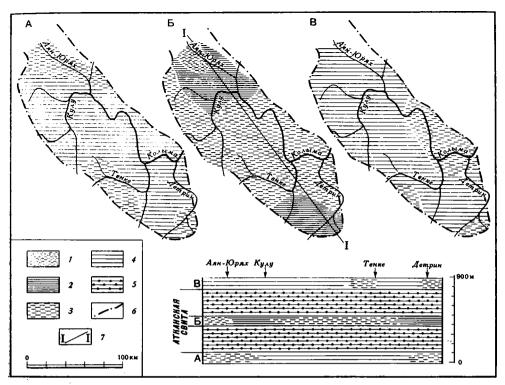
Седиментологические причины контраста между горизонтами гальковых аргиллитов и другими частями верхнеперм-

ского разреза и будут рассмотрены в настоящей статье. Особый интерес представляют условия накопления ральковых аргиллитов, поскольку в строении и составе этих пород отчетливо запечатлены основные особенности их формирования. Восстановление условий накопления гальковых аргиллитов, почти лишенных слоистости, позволяет понять механизм слоеобразования в смежных отложениях. Минералого-петрографический состав гальковых аргиллитов, их морфолого-генетические признаки и отличия от сходных по внешнему облику отложений других генетических типов были рассмотрены ранее (Эпштейн, 1972).

Характеристика отложений. Горизонты гальковых аргиллитов представляют собой мощные глинистые толщи черного цвета с белесым оттенком, насыщенные рассеянным светлым грубообломочным и песчаным материалом. Он хорошо окатан и петрографически разнообразен (свыше 30 разновидностей пород). Преобладающий размер обломков не превышает 2—3 см, хотя встречаются валуны до 40 см в поперечнике. Гравийные зерна и гальки часто уплощенные, поверхность гладкая, полированная. На единичных обломках видна неглубокая параллельная штриховка. Песок и грубообломочный материал неравномерно распределены и хаотически ориентированы в тонкозернистой массе пород. Содержание обломков в горизонтах гальковых аргиллитов от точки к точке меняется от 5—10 до 60-80%, вне связи с изменением грануломстрии; лишь в горизонтально-слоистых разновидностях оно не превышает 7— 10%. Основная масса представлена пелитовым материалом с незначительной алевритовой примесью; соотношение пелитовых и алевритовых частиц составляет 9: 1-8: 2, что аналогично пелито-алевритовому отношению в обычных аргиллитах (фиг. 3).

Контакты рассматриваемых горизонтов с подстилающими и перекрывающими алеврито-глинистыми отложениями ровные, отчетливые (фиг. 4). Даже в том случае, когда гальковые аргиллиты контактируют непосредственно с глинистыми породами, граница хорошо выражена изза различной окраски обычных аргиллитов и гальковых. Обычные аргиллиты черные, пелитовая масса гальковых аргиллитов более светлая в связи с пониженным содержанием пигментирующего углистого вещества. В некоторых случаях у нижних границ горизонтов гальковых аргиллитов наблюдается вертикальное внедрение крупных зерен в подстилающие слои.

Несмотря на то, что отложения в целом массивны, кое-где их можно стратифицировать благодаря появлению линзовидных прослоев (доли



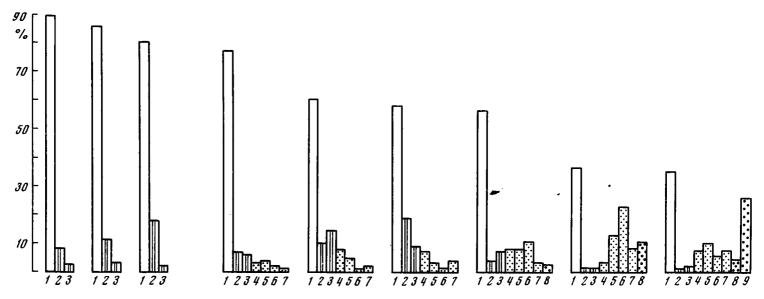
Фиг. 2. Схема, иллюстрирующая состав верхнепермских отложений, подстилающих и перекрывающих горизонты гальковых аргиллитов, на площади Аян-Юряхского антиклинория и в профиле через структуру

A — верхняя часть податканской толщи; B — средний горизонт атканской свиты; B — нижняя часть надатканской толщи. I — алевролиты с тонкими слойками аргиллитов; 2 — алевролиты, равномерно переслаивающиеся с аргиллитами; 3 — аргиллиты с тонжими слойками алевролитов; 4 — почти исключительно аргиллиты; 5 — гальковые аргиллиты; 6 — границы выходов верхнепермских отложений, 7 — линия профиля

метра) песчаника, состоящего из плохо отсортированного материала (фиг. 5), такого же, как в гальковых аргиллитах, тонких прослойков черных аргиллитов и алевролитов, а также небольших алеврито-аргиллитовых пачек (10—20 м). Последние не содержат песчаного и грубообломочного материала и представляют собой глинистые осадки с тонкими (до 2—5 см) слойками хорошо отсортированных алевролитов.

Отложения, ассоциирующие с горизонтами гальковых аргиллитов (средний горизонт атканской свиты и непосредственно контактирующие с ней под- и надатканские толщи), представлены чередованием аргиллитов (существенно преобладают) и алевролитов. Соотношения между ними на площади антиклинория непостоянные (таблица). Аргиллиты черные, обычно массивные, но иногда горизонтально-слоистые, за счет мелкоалевритовых слойков (до 3—5 мм); местами обнаруживается нечеткая горизонтальная микрослоистость, создаваемая субпараллельной ориентировкой листочков слюды или послойно неодинаковым содержанием алевритовых зерен. В аргиллитах встречаются редкие остатки морской бентосной фауны. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, хорошо отсортированные, со слоистым, иногда массивным или градационным строением. Слоистость алевролитов разнообразная, но преобладает мелкая косая и волнистая смещенная (см. таблицу). Границы слоев алевролитов и аргиллитов четкие, выдержанные, иногда пологоволнистые.

Условия образования отложений. Механизм формирования слоистости. Литологические особенности алеврито-

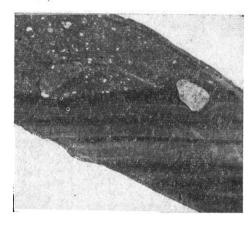


Фиг. 3. Гистограммы гранулометрического состава аргиллитов атканской свиты (три колонки слева) и гальковых аргиллитов (по результатам количественно-гранулометрических подсчетов в шлифах). Фракции (мм): $I = <0.01;\ 2 = 0.01 = 0.05;\ 3 = 0.05 = 0.10;\ 4 = 0.10 = 0.25;\ 5 = 0.25 = 0.50;\ 6 = 0.50 = 1.0;\ 7 = 1.0 = 2.0;\ 8 = 2.0 = 5.0;\ 9 = 5.0 = 10.0$

глинистых отложений — преобладание пелитового материала, присутствие морской фауны, тонкая горизонтальная слоистость, хорошая отсортированность зернистых пород, четкость границ слоев — свидетельствуют о том, что эти образования возникли в удаленной от берега части морского бассейна. На это указывают и общие палеогеографические построения (Эпштейн, 1972). Характер текстур и структурные особенности

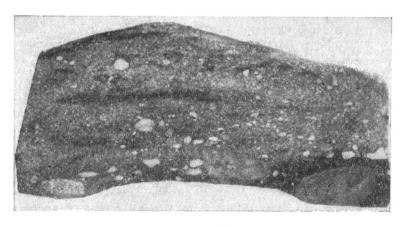
алевролитов говорят об их формировании под влиянием течений.

Гальковые аргиллиты, горизонты которых согласно залегают среди слоистых отложений, также образовались в удаленной от берега зоне бассейна и как и ассоциирующие с ними накопления сформировались в процессе седиментации, а не в результате механического перемешивания граразнородных нулометрически осадков. Об этом помимо характера залегания свидетельствуют исключительная выдержачность атканских гальковых аргиллитов (в Аян-Юряхском антиклинории они развиты на площади около $20\,000$ κM^2 и к юго-западу от структуры непрерывно прослежипротяжении почти ваются на 200 *км* — до низовьев р. Ини —



Фиг. 4. Характер границы между алевролито-аргиллитовым горизонтом и перекрывающими их гальковыми аргиллитами в средней части атканской свиты. Видно, что гравийное зерно «продавило» нижележащие горизонтально-слоистые аргиллиты

см. фиг. 1), присутствие среди них слоистых пакетов, а также то обстоятельство, что для нижнего и верхнего горизонтов атканской свиты характерен фациальный профиль, свойственный обычным осадочным толщам (Эпштейн, 1972). Обломочный материал, содержащийся в галько-



Фиг. 5. Плохо отсортированный крупнозернистый песчаник атканской свиты и гальковый аргиллит. В песчанике содержатся тонкие линзочки глинистого материала и рассеянные гравий и галька. В аргиллите видна окатанная галька. Уменьшено в 2 раза

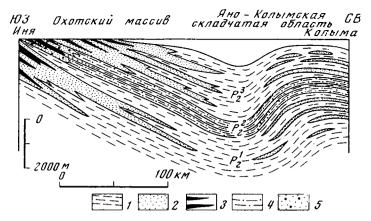
вых аргиллитах, имеет прибрежный, пляжевый характер — преимущественно гравийно-мелкогалечная размерность зерен, хорошая окатанность, уплощенная форма, полированная поверхность. Песчано-грубо-обломочный и алевро-пелитовый материалы разными путями поступали в осадок. Накопление тонкозернистой массы гальковых аргиллитов про-

Краткая литологическая характеристика верхнепермских алеврито-аргиллитовых отложений Аян-Юряхского антиклинория

Состав пачек	Мощность с	лоев, <i>см</i>	Особенности строения алевролитов				
	аргиллиты	алевро- литы	структура	текстура *			
Почти исключительно аргиллиты	Обычно 50—100	до 40—60	Мелко- и крупнозер- нистая	прямое отсортированное сложение. Для бо- лее крупных слоев характерны: 1) слоис- тость косая, мелкая, однонаправленная, пологая; границы серий параллельные, пря- мые; 2) слоистость горизонтальная, простая,			
Аргиллиты со слойками але- вролитов	30—80	2—5	То же	редко пачечная; слойки средние и тонкие Массивное и прямое отсортированное сложение			
Аргиллиты, равномерно переслаивающиеся с алевролитами	до 20—30	до 20—30	Преимущест- венно крупнозер- нистая	1. Слоистость косая, мелкая и очень мелкая, однонаправленная; границы серий параллельные, редко смещенные, прямые; слойки полого наклонены к границам серий 2. Слоистость горизонтальная простая; слойки тонкие 3. Слоистость пологоволнистая, простая, асимметричная; длина волн 3—5 см, высота около 0,3 см 4. Слоистость косоволнистая, мелкая, смещенная, однонаправленная; границы серий вогнутоевыпуклые, иногда вогнутые; слойки тонкие, полого наклонены к серий-			
Алевролиты со слойками аргиллитов	1—5	15—40	Крупнозер- нистая	ным швам 1. Резко преобладает слоистость косая, мелкая, как правило, однонаправленная, пологая; границы серий обычно прямые, параллельные; слойки тонкие 2. Слоистость волнистая, мелкая, обычно асимметричная, в верхних частях слоев иногда замещающаяся косоволнистой; границы серий параллельные и смещенные, вогнуто-выпуклые; слойки мелкие и средние; длина волн — 5—7 см, высота 0,5—0,8 см			

[•] Слоистые текстуры, по Л. Н. Ботвинкиной (1965), перечислены в порядке от часто встречающихся κ менее распространенным.

исходило так же, как и обычных верхнепермских глинистых осадков, о чем свидетельствует ее постоянный гранулометрический состав (алеврито-пелитовое отношение), свойственный и обычным аргиллитам. Привнос прибрежного, пляжевого материала в удаленную от берега зону осуществлялся агентом транспортировки, непосредственно не связанным с гидродинамическим режимом. На это указывает беспорядочное рассеяние в пелитовом материале обломков крупнее 0,1 мм, которые часто присутствуют на всех уровнях по разрезу (совместное осаждение из движущегося водного потока пелитового и песчано-грубообломочного материалов по законам гидродинамики невозможно). Таким агентом транспортировки пляжевого материала могли быть лишь припайные льды. Именно они способны на громадной площади осуществлять массовый, бес-. порядочный привнос прибрежного материала в тонкие осадки пелагической зоны моря. Явление свободного падения продуктов ледового разноса на дно запечатлено в атканских гальковых аргиллитах внедрением крупных частиц в подстилающие слои и в хаотической ориентировке зерен на плоскости наслоения. Ледово-морская природа атканских гальковых аргиллитов подчеркивается сходством их литологических особенностей и современных ледово-морских осадков (Эпштейн, 1972; Лиси-



Фиг. 6. Схема распределения основных гранулометрических типов верхнепермских отложений в профиле через Иня-Колымское междуречье (положение профиля показано на фиг. 1)

1 — алеврито-глинистые отложения; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — гальковые аргиллиты; 5 — песчаники с рассеянным грубообломочным материалом

цын, 1961, 1966). Среди этих общих признаков следует отметить более светлую окраску пелитовой массы гальковых аргиллитов, чем у непосредственно ассоциирующих с ними обычных аргиллитов. Это связано с меньшим содержанием в гальковых аргиллитах пигментирующего органического вещества. Взаимосвязь между понижением температур морских вод и уменьшением в осадках содержания Сорг (за счет снижения продуктивности фитопланктона) для современных донных отложений установлена Е. А. Романкевич (1970). Ледово-морское происхождение атканских гальковых аргиллитов находит подтверждение и в чрезвычайно широком распространении отложений казанского века в Северо-Восточной Азии на площади размером 200—400×2000—2500 км.

Как уже говорилось, горизонты атканских ледово-морских образований однородностью состава и почти полным отсутствием стратификации резко выделяются среди подстилающих и перекрывающих отложений. Образование этих мощных необычно монотонных существенно глинистых горизонтов, содержащих продукты ледового разноса, не связано с тем, что во время их формирования в морской бассейн поступал лишь тонкозернистый материал. В атканское время, как и в другие временные отрезки рассматриваемой эпохи, в седиментационный бассейн поступал с суши не только глинистый, но и обломочный материал. Об этом свидетельствует и обилие грубообломочно-песчаных продуктов ледового разноса в глинистых осадках удаленных от берега частей морского бассейна, и существенно песчаный состав атканских отложений в прибрежной зоне (фиг. 6). Следовательно, накопление монотонных глинистых толщ, какими являются нижний и верхний горизонты атканской свиты, было обусловлено лишь своеобразием обстановки седиментации в морском водоеме в периоды формирования ледово-морских отложений спецификой гидродинамических условий, которые возникали в бассейне при существовании сезонных льдов. Специфичность условий формирования верхнепермских гальковых аргиллитов становится понятной, если обратиться к данным об особенностях современного осадконакопления в морях с ледовым режимом. В морях, где значительную часть года льды бронируют прибрежную зону, весьма ослаблено ветровое волнение (Зенкович, 1962; Лисицын, 1966; Безруков и др., 1970), в связи с чем глубина зоны взмучивания невелика, и илы залегают на мелководье и даже близ уреза воды, как это наблюдается в морях Арктического бассейна (Ла-

пина, Белов, 1961; Зенкович, 1962; Семенов, 1971). Именно такая обстановка существовала и в позднепермском Колымском море при образовании гальковых аргиллитов. Резкое сужение зоны взмучивания привело к ее обособлению от областей постоянных течений, вследствие чего зернистые осадки накапливались лишь в узкой прибрежной зоне, а далее в глубь моря на огромной территории формировались однородные толщи глинистых илов. Деятельность постоянных течений проявилась лишь в разносе преимущественно глинистого материала по акватории бассейна. в транспортировке морских льдов с вмерзшим в них пляжевым материалом, а также в образовании скоплений продуктов ледового разноса (песчаные прослои) в тех участках, где активное движение водных масс длительное время препятствовало осаждению глинистых частиц. Поскольку средние значения многолетних температур морских вод испытывали периодические колебания и в связи с этим менялась продуктивность фитопланктона, формировались глинистые илы с разным содержанием органического вещества (слоистые пакеты гальковых аргиллитов). В периоды, когда длительность существования льдов на поверхности моря была небольшой, оживала гидродинамическая активность бассейна, накапливались глинистые отложения с незначительным содержанием материала ледового разноса, с тонкими алевритовыми и пелитовыми слойками (горизонтально-слоистые гальковые аргиллиты). При ликвидации ледового режима формировались обычные слоистые алеврито-глинистые осадки.

Таким образом, резкие различия в строении ледово-морских горизонтов и ассоциирующих с ними в разрезе морских верхнепермских отложений обусловлены разной гидродинамической обстановкой в бассейне во время накопления осадков и различным характером ветрового волнения, являющегося важнейшим, решающим, по Н. М. Страхову (1954). фактором механической дифференциации вещества. В первом случае (ледовый режим) ветровое волнение было резко подавлено, во втором оно имело обычный активный («нормальный») характер. Только при «нормальной» динамике ветрового волнения, при активном ходе процессов в зоне взмучивания постоянные течения получают возможность поставлять в пелагическую часть морского бассейна не только пелитовый, но и зернистый материал. И именно здесь при периодическом нарушезатишной обстановки деятельностью течений среди глинистых отложений появляются слои алевролитов. В рамках «нормальной» динамики ветрового волнения накопление алеврита в том или ином участке, а, следовательно, и формирование слоистых алеврито-глинистых отложений уже не обнаруживает заметной связи с течением процессов в прибрежной зоне. Это видно на примере среднего горизонта атканской свиты. Его состав, почти нацело алевролитовый в одном участке, алевролито-аргиллитовый в других (при разном сочетании компонентов), показывает, что во время формирования горизонта в район, отвечающий верховьям р. Колымы, практически постоянно поступали пелитовый и алевритовый материалы. Однако северо-западная часть территории почти все время находилась в зоне морских течений и здесь формировались преимущественно алевриты, тогда как на других участках деятельность течений проявлялась реже. Таким образом, сложное распределение алевролитов в среднем горизонте атканской свиты связано с изменениями положения зон деятельности постоянных течений. Данный вывод справедлив и для других интервалов позднепермской эпохи. Строение верхнепермских отложений определилось на стадии седиментогенеза за счет миграции зон постоянных течений. Причина смещения трасс течений не вполне ясна, однако привлекать для объяснения этого явления тектонический фактор (изменение батиметрии, положения береговой линии и т. д.) нет оснований. Как видно из изложенного, возможность распространения обломочного материала за пределы прибрежной зоны и формирования слоев алевритов в верховьях р. Колымы обусловлена установлением в морском бассейне неледовой обстановки, оживлением береговых процессов, т. е. является следствием изменений гидродинамического режима, имеющих климатическую природу. Автономный (от тектоники) характер имела, по нашему мнению, и деятельность постоянных течений, реализовавших возможность разноса и аккумуляции обломочного материала. В современном Мировом океане скорость, направление и местоположение постоянных поверхностных течений определяются ветровыми потоками, и изменение ветрового поля вызывает адекватные изменения трасс течений (Тихий океан, 1968). Поскольку в морских бассейнах прошлого физические процессы протекали так же, как и сейчас (Страхов, 1960), очевидно, что и в позднепермском Колымском море смещения направления течений, предопределившие формирование слоистых отложений, связаны с флуктуациями поля ветров, т. е. имеют климатическую природу. Таким образом, строение верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория — следствие сложных изменений характеристик гидродинамического режима седиментационного бассейна (ветрового волнения, течений) под влиянием климатических факторов.

Формирование крупных слоистых единиц верхней перми, которые по простиранию фациально изменчивы, а по мощности сохраняют сравнительно постоянное соотношение слагающих компонентов, определялось, видимо, топографией дна (тектонический фактор) и было обусловлено устойчивостью усиливающего или ослабляющего воздействия рельефа дна на местные особенности гидродинамического режима.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Горбунова З. Н., Романкевич Е. А. Питание Тихого океана осадочным материалом и основные факторы осадконакопления.— В сб.: Тихий океан, т. 6, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука»,

Геология СССР, т. ХХХ, кн. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1970.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., Изд-во ин. лит., 1962. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР,

Кроуэлл Дж. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата.— В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.

Лапина Н. Н., Белов Н. А. Особенности процесса осадконакопления в Северном Ледовитом океане. — В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А. П. Процессы современного осадконакопления в Беринговом море.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицыя А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.,

«Наука», 1966. Романкевич Е. А. Органическое вещество в осадках.— В сб.: Тихий океан, т. 6, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Семенов Ю. П. Условия образования донных отложений моря Лаптевых.—В сб.: Геология моря, вып. 1. Л., Изд-во НИИГА, 1971.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во

АН СССР, 1954. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Тихий океан, т. 2. Гидрология Тихого океана. М., «Наука», 1968.

Хуан У. Т. Петрология, М., «Мир», 1965. Эпштейн О. Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы.— Литол. и полезн. ископ., № 3, 1972.

Центральная комплексная тематическая экспедиция Северо-Восточного территориального геологического управления, Магадан

Дата поступления 21.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.688+551.734(571.51)

СТРОНЦИЕНОСНОСТЬ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

(северо-запад Сибирской платформы)

Т. А. ДИВИНА, Р. Г. МАТУХИН, П. Н. СОКОЛОВ

В статье описаны основные черты строения девонских разрезов Ергалахской, Восточно-Талнахской и Микчандинской площадей Норильского района; показаны особенности распределения в этих разрезах стронция и охарактеризованы проявления его минерализации. Обоснован вывод о приуроченности перспективных стронциеносных горизонтов к зонам выклинивания соленосных отложений и замещения их сульфатно-карбонатными породами.

При литолого-минералогических и геохимических исследованиях авторами было установлено весьма высокое содержание стронция в некоторых стратиграфических горизонтах девона на северо-западе Сибирской платформы. Располагая данными значительного числа анализов: петрографического, пламенно-фотометрического и количественного спектрального, мы попытались обобщить фактический материал по стронциеносности наиболее изученных в литологическом отношении разрезов Норильского района (фиг. 1, 2).

При анализе распределения стронция как по разрезам, так и по типам пород были использованы вслед за В. И. Бгатовым (1973) не процентные содержания элемента в породе, а коэффициент концентрации (K_{κ}) , представляющий собой отношение абсолютного процентного содержания элемента к его кларку. По данным А. П. Виноградова, кларк стронция в осадочных породах составляет 0,045%.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ДЕВОНСКОЙ ТОЛЩИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НЕЙ СТРОНЦИЯ

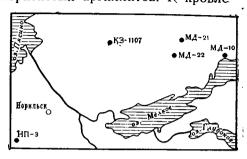
Отложения зубовской свиты вскрыты на Ергалахской площади скважиной НП-3 (1203,0—960,9 м). Они залегают согласно, с постепенными переходами на отложениях верхнего силура. Граница между образованиями лудлова и нижнего девона проводится условно по появлению среди монотонной сероцветной карбонатной и сульфатно-карбонатной толщи зеленовато-серых и светло-коричневых доломитовых мергелей и глинистых доломитов.

Нижняя часть зубовской свиты сложена серыми глинистыми доломитами и доломитовыми ангидритами преимущественно тонковолнисто- и горизонтально-слоистыми с прослоями (до 0,5 м) «чистых» доломитов и ангидритов, а также доломитовых мергелей зеленовато-серого и вишнево-бурого цветов и реже серо-зеленых либо коричневых аргиллитов. Переслаивание нередко отчетливо ритмичное. В средней части свиты преобладают серые массивные и крупнокомковатые пятнистые ангидриты с прослоями карбонатных брекчий в основании. Последние сложены уг-

ловатыми обломками (до 5 см) подстилающих доломитовых мергелей и глинистых доломитов, сцементированных мелкозернистым ангидритом. Верхняя часть свиты образована переслаиванием преимущественно зелено-серых доломитовых мергелей и глинистых доломитов с грязно-коричневыми и вишнево-коричневыми, часто крапчатыми доломитовыми мергелями и аргиллитами. Реже встречаются прослойки серых глинистых ангидритовых доломитов, светло-розовых и серых ангидритов, иногда пестроцветных алевролитов и алевритистых аргиллитов. К кровле

свиты приурочены прослои серых известковых доломитов и доломитистых известняков.

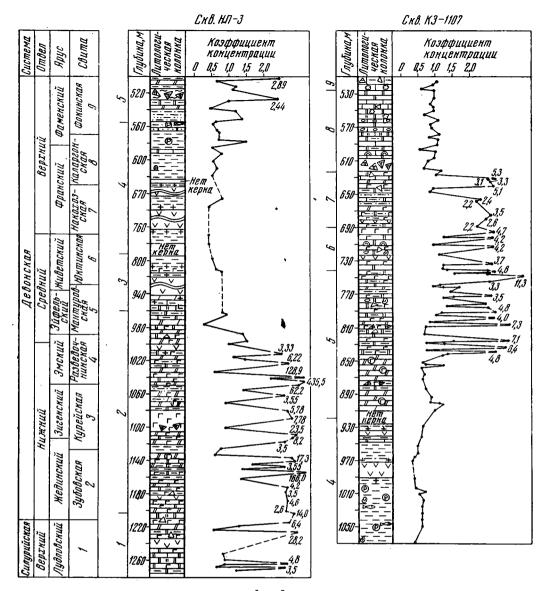
Отложения свиты в ряде мест прорваны маломощными пластовыми интрузиями долеритов. Пластовые интрузии более значительной мощности встречаются и в вышележащих отложениях, и не только в скважине НП-3. Во всех случаях вмещающие осадочные образования в приконтактовых частях претерпели значительные вторичные изменения. Породы здесь обычно ороговикованы и иногда (скв. МД-10) скарнированы. Глинистые составляющие их нацело замещены хлоритом, тальком и амфиболами. Ангидритовые



Фиг. 1. Схема расположения разрезов девонских отложений Норильского района (Ергалахская площадь — скв. НП-3; Восточно-Талнахская площадь — скв. КЗ-1107; Микчандинская площадь — скважины МД-10, МД-21, МД-22

породы полностью перекристаллизованы, как правило, с сохранением минералогических и даже текстурных особенностей. Ширина зоны воздействия интрузий на осадочные породы зависит от мощности внедрившегося тела и колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров, редко достигая 10—15 м. Иногда на контакте с интрузиями вмещающие породы сильно перемяты и брекчированы. Рассмотрение взаимодействия интрузий с вмещающими породами не входит в задачу работы, поскольку заметного влияния на характер распределения стронция в разрезах изверженные породы не оказали.

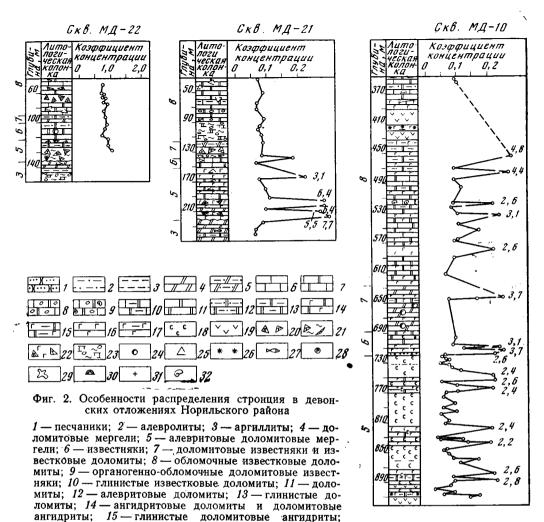
В отложениях зубовской свиты коэффициент концентрации стронция колеблется от 0,5—0,6 в глинисто-известковых и глинисто-доломитовых породах до 129, изредка более — в глинисто-карбонатно-сульфатных чаразреза. Среднее содержание стронция здесь 6,54 кларка. Наибольшие концентрации его (до 435 кларков) приурочены к средним горизонтам нижней и верхней подсвит, сложенным ритмично чередующимися между собой пестроцветными алевролитами, аргиллитами, доломитовыми мергелями, переходящими в глинистые доломиты, которые сменяются серыми ангидритами. На неровной поверхности ангидритовых слойков часто со следами незначительного размыва залегают аргиллиты либо алевролиты следующего ритма. Мощность таких ритмопачек колеблется от 0,5 до 10—12 см, а мощность слойков отдельных пород — от долей миллиметра до 5—7 см. На контактах глинисто-доломитовых и ангидритовых слойков часто встречается заметная вкрапленность целестина. Иногда присутствуют прослойки (до 2,5 см) темно-серых до черных с фиолетовым оттенком крупнозернистых целестинолитов. В этом случае прослойки ангидритов угнетены. В таких участках часто наблюдаются следы растрескивания и взмучивания глинистых и глинисто-ангидритовых слойков и обогащение цементирующей массы обломочным алюмосиликатным материалом алевритовой размерности. В верхах свиты, где исчезает пестроцветность осадков и появляются прослои доломитовых и глинистых известняков, содержание стронция резко снижается вплоть до кларковых величин и ниже вблизи кровли.



Фиг. 2, а

Отложения курейской свиты обеднены стронцием. Они вскрыты полностью скважиной НП-3 на Ергалахской площади и частично скважинами МД-21 и МД-22 на Микчандинской площади. На Ергалахской площади нижняя часть свиты сложена зеленовато-серыми глинистыми известняками и мергелями с прослями окремненных доломитов, а верхняя — темно-серыми аргиллитами с прослоями темно-коричневых доломитистых аргиллитов.

На Микчандинской площади вскрыта верхняя пестроокрашенная часть свиты, сложенная вишнево-коричневыми доломитовыми мергелями с прослоями зелено-серых доломитовых мергелей и реже глинистых доломитов с редкими остатками рыб, пелеципод, иногда остракод. На югозападе площади (скв. МД-22) большая часть разреза свиты образована угловатыми и полуокатанными обломками (от 0,2—0,3 мм до 3—4 см) пестроцветных аргиллитов, мергелей и глинистых доломитов, сла-



16— ангидриты; 17— глинистые ангидриты; 18— каменные соли и засолонение других пород; 19— долериты; 20— карбонатные брекчии смешанного состава с карбонатным цементом; 21— карбонатные брекчии смешанного состава с глинистым цементом; 22— карбонатные брекчии смешанного состава с ангидритовым цементом; 23— обломочные породы карбонатного состава с рыхлым глинисто-карбонатным цементом; 24— гнезда гипсов и ангидритов; 25— брекчирование пород; 26— скарнирование пород; 27— остатки ископаемых рыб; 28— фосфориты; 29— каверноэность; 30— водорослевые образования; 31— ороговикование пород; 32— остатки морских организмов

бо сцементированными рыхлым глинистым и глинисто-карбонатным материалом.

Бессульфатные, преимущественно глинистые отложения свиты оказались весьма плохими аккумуляторами стронция, содержание которого в разрезах скважин НП-3 и МД-21 не достигает кларка.

Отложения разведочнинской свиты изучены по керну скважин НП-3 (Ергалахская площадь) и КЗ-1107 (Восточно-Талнахская площадь), где они пройдены соответственно в интервалах 790—554,6 и 1070—920 м. В обоих разрезах свита представлена преимущественно серыми и зелено-серыми аргиллитами с редкими прослоями темно-серых глинистых доломитов и доломитовых мергелей, содержащих остатки раковин беспозвоночных, а также костей и чешуи ископаемых рыб. В средней, реже в верхней частях свиты присутствуют прослои темно-коричневых массивных аргиллитов, иногда вишнево-красных алевролитов и песчаников.

В верхних горизонтах встречаются прослои темно-серых известковых доломитов с остатками кораллов, а в аргиллитах нередко отмечаются округлые черные желваки и обломки фосфатного вещества (до 1 см в диаметре). На Микчандинской площади эти отложения, по-видимому, были размыты в предмантуровское время.

Содержание стронция в рассматриваемых разрезах колеблется в пределах 0,25—0,8 кларка и лишь в прослое темно-серого фосфоритового аргиллита с редкими остатками раковин беспозвоночных, вскрытом скважиной НП-3, достигает 1,5 кларка. Средний коэффициент концентрации этого элемента в породах свиты равен 0,6.

Отложения мантуровской свиты вскрыты всеми рассматриваемыми скважинами. Наиболее полный разрез пройден скважиной КЗ-1107 в интервале 920—741 м. Нижняя часть свиты образована темно-вишневыми массивными доломитовыми мергелями с прослоями зеленовато-серых мергелей, серых глинистых доломитов и реже светло-серых ангидритов. Встречаются брекчии, образованные обломками главным образом доломитовых мергелей и глинистых доломитов; изредка отмечаются обломки ангидритов. Цементом служит плотная глинисто-доломитовая либо ангидритовая масса.

На Ергалахской площади (скв. НП-3) этим отложениям соответствуют вишнево-коричневые массивные алевролиты с редкими прослойками (до 10 см) песчанистых алевролитом. Средняя и верхняя части свиты в обоих разрезах сложены ритмичным переслаиванием серых и зеленовато-серых глинистых доломитов (иногда доломитовых мергелей), серых массивных доломитов, доломито-ангидритов и ангидритов. Иногда среди ритмопачек залегают прослои сульфатно-карбонатных (скв. КЗ-1107) либо глинисто-карбонатных (скв. НП-3) брекчий.

В верхних 30 м свиты на Восточно-Талнахской площади (скв. КЗ-1107) в строении ритмов участвуют буровато-коричневые алевролиты и алевритовые доломитовые мергели, которые залегают непосредственно на ангидритах. Мощность ритмопачек колеблется от 0,2 до 3,5 м, а мощность отдельных прослоев, слагающих ритм, — от первых единиц миллиметра до 1,5—2,0 м.

На юго-востоке Микчандинской площади (скв. МД-22) мантуровская свита сложена карбонатными и глинисто-карбонатными брекчиями с относительно рыхлым глинистым и реже глинисто-известковистым цементом. Мощность свиты здесь резко сокращена (29,5 м).

В северо-западной части Микчандинской площади (скв. МД-21) в составе свиты преобладают ангидриты и ангидритовые доломиты, часто переслаивающиеся с прослоями седиментационных брекчий. Последние сложены обломками (от 1—2 мм до 5—7 см) доломитов и глинистых доломитов, сцементированными ангидритом, реже гипсом. Характерно уменьшение размеров и количества обломков от подошвы к кровле пластов. Нередко наблюдаются постепенные переходы брекчий к перекрывающим доломитам.

В разрезе скважины МД-10 мощность свиты резко увеличивается. В ее составе здесь существенную роль играют каменные соли, залегающие в виде пластов (2—47 м), разделенных редкими прослоями (1,5—14 м) сульфатно-карбонатных образований. Иногда встречаются прослои (до 0,3—0,6 м) красноцветных аргиллитов, реже алевролитов.

Во всех разрезах наиболее обогащены стронцием средние горизонты свиты. Коэффициент концентрации его колеблется в пределах 1,2—7,3 (скв. КЗ-1107) и 1,0—2,9 (скв. НП-3), редко опускаясь ниже 1. Максимальные содержания стронция приурочены к тонкослоистым ритмопачкам. Хотя количество стронция в отдельных образцах здесь приближается к рудным концентрациям, но прослойков целестинолитов, аналогичных тем, что были встречены в отложениях зубовской свиты, не обнаружено.

Относительно обогащены стронцием (до 7,7 кларков) сульфатнокарбонатные образования с прослоями брекчий в нижней половине свиты в северо-западной части Микчандинской площади (скв. МД-21). Восточнее в соленосном разрезе свиты (скв. МД-10) общее содержание стронция несколько снижается. Повышенные его скопления (до 2,2— 2,8 кларка) приурочены к межсолевым карбонатно-сульфатным пачкам. Наименьшие содержания стронция наблюдаются в грубообломочных образованиях мантуровской свиты, вскрытых скважиной МД-22.

В верхних горизонтах свиты во всех разрезах заметно общее снижение содержания стронция и затем относительно резкое его повышение (до 3,7—11,3 кларков), приуроченное к переходной зоне между отложениями мантуровской и юктинской свит.

В строении юктинской свиты повсеместно участвуют серые массивные, участками слоистые доломиты, реже доломитовые известняки с редкими остатками раковин морских моллюсков. В верхней и нижней частях свиты среди карбонатных образований часто наблюдаются линзовидные включения и отдельные прослои ангидритов, иногда гипсов. В основании свиты (скв. МД-10) залегает прослой крупнозернистого полимиктового песчаника с ржаво-бурым глинистым, слабо засолоненным цементом.

Содержание стронция в этих образованиях сокращается по сравнению с отложениями мантуровской свиты, однако в большинстве разрезов общее его количество в 1,8—2 раза выше кларкового. Средний коэффициент концентрации стронция по всем изученным разрезам составляет 1,92.

Наиболее полный разрез вышележащей накохозской свиты, вскрытый скважиной КЗ-1107 (интервал 688—622 м), представлен ритмичным переслаиванием ангидритов, глинистых ангидритовых доломитов, доломитовых мергелей и алевролитов при явном преобладании коричневых разностей пород в верхней половине свиты и серых — в ее нижней части. На контакте ангидритов с подстилающими алевролитами, а в нижней части свиты с глинистыми доломитами нередко наблюдаются следы взмучивания в подстилающих ангидриты слоях, иногда брекчирование их и цементация ангидритовым материалом. В основании многих ангидритовых пластов присутствуют редко рассеянные хорошо окатанные обломки (от 0,08 до 1,0 мм, редко более) алюмосиликатного (преимущественно кремнистого) состава.

На Микчандинской площади скважиной МД-22 отложения накохозской свиты пройдены в интервале 99—88 м. Разрез представлен зеленовато-серыми глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями участками со следами оползания и взмучивания слойков. Для этих образований характерна примесь хорошо окатанных обломков серых и черных кремнистых пород крупнопесчаной и мелкогравийной размерности, редко рассеянных в слоях доломитов.

В разрезе скважины МД-21 к образованиям накохозской свиты скорее всего относятся пестроцветные рыхлые и слабо сцементированные породы глинисто-карбонатного состава, вскрытые в интервале 137,5—115 м. Они представляют собой мелкую щебенку красно-коричневых мергелей, зелено-серых глинистых доломитов, реже серых глинистых доломитовых ангидритов, погруженных в рыхлую либо слабо сцементированную глинисто-доломитовую или глинисто-известковую массу желтовато-серого, реже красно-коричневого цвета. Эти породы образовались скорее всего за счет подземного выщелачивания относительно легко растворимых пластов ангидритов или солей и последующего обрушения более труднорастворимых пластов глинисто-карбонатного состава. В верхней части свиты встречаются редкие прослои (до 1 м) относительно крепких алевритовых доломитовых мергелей.

Восточнее отложения накохозской свиты имеют нормальную мощность и обычный состав. В разрезе скважины МД-10 (интервал 687,5—627,6 м) свита сложена преимущественно красно-коричневыми доломитовыми мергелями с прослоями зелено-серых, реже отмечаются серые глинистые доломиты и ангидрито-доломиты. Встречаются прослои, линзы и желваки чистых ангидритов. Переслаивание пород часто отчетливо ритмичное.

В разрезах, вскрытых скважинами МД-21 и МД-22, коэффициент концентрации стронция менее 1. В других же разрезах его содержание часто поднимается до 2,2—3,5, а иногда до 5,3 кларков (КЗ-1107). Средний коэффициент концентрации стронция по всем изученным скважинам составляет 2,21.

Каларгонская свита в рассматриваемых разрезах представлена преимущественно карбонатными, а на крайнем востоке (скв. МД-10) сульфатно-карбонатными породами.

На Восточно-Талнахской площади скважиной КЗ-1107 свита вскрыта в интервале 622,0—526,4 м. Нижняя часть толщи сложена седиментационными брекчиями, состоящими из угловатых и полуокатанных обломков (от 2—3 мм до 5—-7 см) доломитов и доломитовых известняков с примесью кремнистых и иногда глинистых известняков. Цемент представлен доломитом нередко с примесью алюмосиликатного материала песчано-алевритовой размерности. Цемент брекчий рассечен сетью белых кальцитовых прожилков, которые нередко прослеживаются и в обломках карбонатных пород. Среди брекчий встречаются единичные прослои (до 1,0-1,2 м) ненарушенных массивных кремнистых доломитов темно-серого цвета с коричневатым оттенком. Выше залегают темно-серые с коричневатым оттенком массивные, участками тонко-волнисто-слоистые доломитовые известняки с прослоями водорослевых и реже органогенно-обломочных известняков, а также темно-серых почти черных глинистых доломитов и известковых доломитов. На плоскостях напластования известняков часто наблюдаются черные блестящие битуминозные пленки. Завершается разрез серыми и темно-серыми массивными доломитами, часто кавернозными и участками брекчированными. Среди доломитов присутствуют редкие прослои (до $0.5 \, M$) черных битуминозных и обломочных известняков.

Восточнее (скважины МД-22 и МД-21) мощность каларгонских образований резко сокращается. В скважине МД-22, где мощность разреза составляет 48 м, свита сложена темно-серыми с коричневатым оттенком массивными доломитовыми известняками и доломитами, переслаивающимися с седиментационными карбонатными брекчиями, близкими по составу брекчиям, вскрытым скважиной КЗ-1107.

Разрез по скважине МД-21 (интервал 115—31 м) отличается от разреза скважины МД-22 лишь наличием в нижней трети свиты рыхлых глинисто-карбонатных обломочных образований, представляющих собой скорее всего продукт подземного постседиментационного выщелачивания легкорастворимых пород и обрушения в образовавшиеся полости более труднорастворимых. Эти породы сложены неокатанными и полуокатанными обломками различных карбонатных пород размером от 0,2 мм до 3—5 см (преобладают обломки песчаной и гравийной размерности), погруженными в сыпучую, иногда слабо сцементированную массу глинисто-карбонатного состава светло-серого и желтовато-серого цветов.

В разрезе скважины МД-10 в составе каларгонской свиты существенную роль играют сульфатные образования. Мощность ее возрастает до 247,4 м. В основании свиты залегают серые и темно-серые доломиты и доломитовые ангидриты массивные, участками тонкослоистые с подчиненными прослоями темно-серых среднекристаллических ангидритов. В кровле пачки преобладают ангидритовые пласты. Выше по разрезу

(интервал 568—477 м) залегает пачка ритмичного переслаивания серых и темно-серых в различной степени доломитовых известняков, доломитов и ангидритов с преобладанием прослоев известковых пород. В средней части ее отмечается прослой органогенно-обломочного известняка мощностью около 8 м. Пачка перекрывается серыми тонкослоистыми глинистыми, реже «чистыми» доломитами, переслаивающимися с серыми и темно-серыми с голубоватым оттенком мелко- и среднекристаллическими ангидритами. Завершается разрез свиты пачкой слоистых серых доломитов и доломитовых известняков, участками перемятых и брекчированных. В прослоях доломитов нередко присутствует примесь пелитового либо алевритового алюмосиликатного материала.

Различие в строении разрезов обусловило и своеобразие распределения в них стронция. В разрезах свиты, сложенных бессульфатными породами, содержание стронция, по сравнению с нижележащими образованиями, резко понижается, и коэффициент концентрации колеблется в пределах 0,5—1,0, редко достигая 1,1 кларка. В разрезе же скважины МД-10 средний коэффициент концентрации стронция равен 1,6, при колебаниях 0,6—0,7 до 4,8 кларка. Среднее содержание стронция по всем изученным разрезам составляет 1,12 кларка.

Отложения фокинской свиты в большинстве рассматриваемых разрезов были размыты в предтунгусское (C₃—P₂) время. Самые низы ее мощностью около 15 м, сложенные темно-серыми и серыми массивными, участками слоистыми глинистыми известняками с редкими прослоями (до 0,5 м) глинистых доломитов и доломитовых известняков, сохранились лишь в разрезе скважины КЗ-1107 Восточно-Талнахской площади (интервал 526,4—511,0 м). К подошве свиты приурочены светло-серые кавернозные известняки с тонкими прослойками водорослевых и реже обломочных известняков. Непосредственно под черными пиритизированными аргиллитами верхнего палеозоя залегают темно-серые брекчии мощностью около 1,2 м, сложенные угловато-окатанными обломками (до 2—3 см) известняков, известковых доломитов и глинистых доломитов, сцементированными крупно- и среднезернистым известковым, иногда глинисто-известковым материалом. Содержание стронция в них колеблется в пределах 0,6—1,07 кларка, составляя в среднем 0,92 кларка.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОНЦИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Анализ распределения стронция в девонских отложениях показывает, что повышенные содержания этого элемента приурочены к отдельным стратиграфическим интервалам и связаны с определенным набором пород. Во всех изученных разрезах наиболее высокие содержания стронция приурочены к средним горизонтам нижней и верхней подсвиты зубовской свиты, к средней части мантуровской свиты, к переходной зоне между мантуровской и юктинской свитами, а также к верхней части накохозской свиты. В перечисленных стратиграфических интервалах максимальные значения коэффициентов концентрации стронция наблюдаются в тонкоритмично-слоистых пачках с непременным участием в них слоев ангидритов.

Единственной минеральной формой стронция в этих отложениях является целестин. Видимые невооруженным глазом скопления целестина отмечены лишь в отложениях зубовской свиты на Ергалахской площади (скв. НП-3), где целестин присутствует в виде небольших (до 3—5 мм) линзо- и гнездообразных залежей, а также порфирообразных вкрапленников (до 0,8—1,0 мм) в глинистых и алевритистых ангидритовых либо ангидритистых доломитах. Иногда (интервал 1165—1153 м) встречаются линзовидно-волнистые прослойки (от 0,3—0,8 до 2,5 см) целестинолитов. Последние сложены неправильно-изометричными (лапчатыми) и удлиненно-призматическими субидиоморфными кристаллами (от 0,3

до 0,8—0,9 мм) целестина, иногда собранными в округлые сферолитовые агрегаты. В промежутках между кристаллами целестина присутствует ангидрит в виде ксеноморфных и субидиоморфных короткопризматических зерен размером от 0,08 до 0,20 мм и реже пелитоморфный доломит, как правило, в смеси с глинистым материалом. Иногда ангидрит собран в жилообразные и гнездообразные скопления диаметром до 5 мм.

Очень широко развит пирит в виде частых округлых и изометричнополигональных зерен (диаметром до 0,3—0,4 мм), реже их сростков. В отдельных случаях встречаются мелкие идиоморфные кристаллики аутигенного кварца и радиально-лучистые агрегаты халцедона. Из терригенной примеси отмечаются лишь редкие полуокатанные обломки кварца и иногда полевых шпатов алевритовой размерности.

В ангидритовых доломитах целестин распространен обычно в виде разрозненных идиоморфных и субидиоморфных кристаллов таблитчатой и призматической слегка вытянутой по оси Ng формы. Часто кри-

сталлы целестина несут отчетливые следы зонального строения.

Кристаллы целестина обычно «погружены» в тонко- и микрозернистую ангидрито-доломитовую либо пелитоморфную ангидрито-глинисто-доломитовую массу. Количество целестиновых вкрапленников иногда достигает 30—40% объема породы при мощности слойков от 2—3 мм до 3—3,5 см. Целестиноносные слойки часто перемежаются с «чистыми» ангидритовыми и глинисто-доломитовыми слойками.

Изредка целестин встречается в виде небольших (до 1,5 мм в диаметре) округлых сферолитовых агрегатов и гнезд с радиально-лучистым строением, центральные части которых выполнены тонко- или мелкозернистым кварцем, часто с примесью пирита. Значительная примесь пирита характерна для всех слойков, обогащенных целестином. Он распространен в доломитовой или ангидритовой, вмещающей целестиновые образования массе в виде изометрично-полигональных и округлых зерен (до 0,25 мм) и реже их сростков неправильной дендритовой формы. Иногда единичные зерна пирита заключены и внутри кристаллов целестина.

В ангидритовых участках кристаллы целестина обладают наименьшим идиоморфизмом. Грани и ребра их корродированы более мелкозернистыми образованиями ангидрита. В одном образце, отобранном из керна скважины НП-3 (глубина 1045 м), встречены полные псевдо-

морфозы тонкозернистого ангидрита по целестину.

Крупные скопления целестина в нижних частях зубовской свиты обнаружены также на Южно-Имангдинской площади, где скважиной ЮИС-2 на глубине 63 м вскрыт пласт крупнозернистого гравелита, сложенного слабоокатанными уплощенными обломками (до 10 мм по длинной оси) микрозернистого доломита и глинистого доломита с примесью зерен кварца и кремней песчаной размерности. Цементом служит доломито-целестиновый материал. При этом целестин составляет около 90% цементирующей массы. Тип цементации — базальный и поровый. По данным пламенно-фотометрического анализа, в образце гравелита, отобранного с глубины 63,8 м, содержание стронция составляет 13,15%, что в пересчете на минералогическую форму дает 27,6% целестина от всего объема породы.

При микроскопических исследованиях керна скважины КЗ-1107 в отдельных горизонтах мантуровской и накохозской свит были отмечены единичные субидиоморфные короткопризматические целестиновые кристаллы и реже гнездообразные их сростки среди среднекристаллических ангидритов, ангидритовых доломитов или глинисто-алевритовых ангидритистых доломитов. Наиболее часто целестин концентрируется в тонких (до нескольких сантиметров) прослойках, обогащенных терригенным алюмосиликатным материалом. Кроме того, целестин обнаружен в

цементе карбонатных брекчий, залегающих в нижней части мантуровской свиты (скв. МД-21). Целестин присутствует здесь в виде редких субидиоморфных и ксеноморфных таблитчатых кристаллов размером 0,2—0,3 мм среди существенно доломитовой мелко-тонкозернистой массы. В участках с гипсовым и ангидритовым цементом кристаллы целестина сильно корродированы.

В нижней части мантуровской свиты, вскрытой скважиной МД-2 (глубина 162,8 м), залегают гравелито-песчаники с базальным доломитовым и глинисто-доломитовым цементом, часто переходящие в песчаные доломиты. Обломки размером от 0,3 до 2,5 мм полуокатаны и представлены доломитами и ангидритистыми, реже гипсовыми доломитами с примесью хорошо окатанных зерен кварца, кремней и кремнисто-глинистых пород. В обломках сульфатоносных доломитов часто отмечаются сферолитовые агрегаты и редко рассеянные единичные зерна целестина. В цементе целестин отсутствует. Общее содержание стронция в породе, по данным количественного спектрального анализа, составляет 0,5%.

Все описанные выше формы распространения целестина и парагенезис его с другими минералами свидетельствуют о преимущественно седиментационно-диагенетическом происхождении его в девонских отложениях северо-запада Сибирской платформы. Кроме седиментационно-диагенетического целестина в отложениях зубовской свиты встречаются эпигенетические вторичные его образования в виде ксеноморфных лапчатых кристаллов, залегающих в жилах и трещинках совместно с кальцитом и ангидритом. Характерно, что новообразованный жильный целестин развит в тех же тонкослоистых пачках сульфатно-карбонатных пород, где он встречается в седиментационно-диагенетической форме.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ ПО ТИПАМ ПОРОД

Геохимическая приуроченность пелестиновой и вообще повышенной стронциевой минерализации к определенным типам пород изучена довольно детально (Виноградов, Боровик-Романова, 1945; Бурков, Подпорина, 1962; Страхов, 1962; Бгатов, 1973; Бойко, 1973, и др.). Наши материалы дополняют выводы, полученные предыдущими исследователями. Данные о характере распределения коэффициентов концентрации стронция по основным типам пород сведены в таблицу и показаны на фиг. 3. При выделении различных типов пород мы в основном придерживались классификационных схем, предложенных И. В. Хворовой (1958) и Я. Я. Яржемским (1966).

Для анализа особенностей распределения стронция по типам пород была использована методика Н. М. Страхова и др. (1956), предложенная для «обобщенного идеального профиля» осадков, отлагавшихся в гумидных бассейнах в направлении от прибрежных зон к пелагическим. Эта методика была применена нами для изучения особенностей седиментации в осолоняющемся лалеобассейне с рядом осадков от доломитово-мергельных и известково-доломитовых до ангидритов и каменных солей.

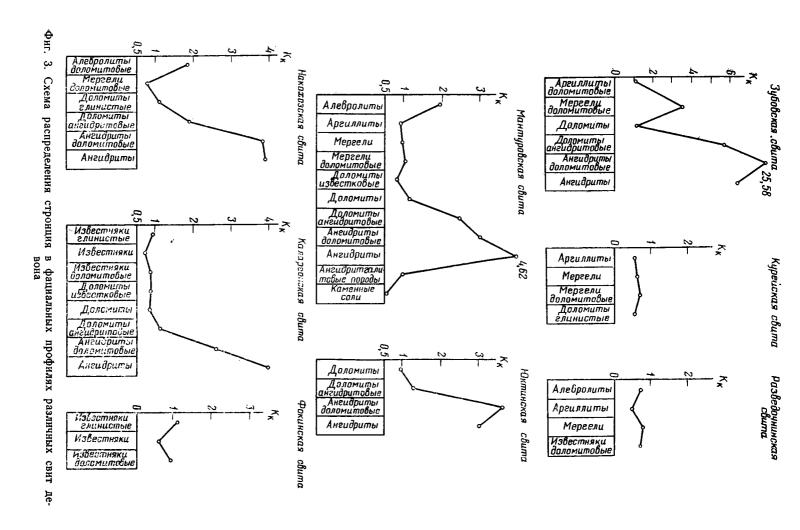
При подсчете средних коэффициентов концентрации стронция по свитам (см. таблицу) учитывались результаты анализов всех пород, кроме целестинолитов и целестиноносных ангидритистых доломитов (зубовская свита), дающих «ураганные» содержания стронция на среднем геохимическом фоне. В мантуровской свите исключены из подсчетов средних коэффициентов каменные соли, встречающиеся лишь в одном разрезе и обладающие минимальными содержаниями стронция.

При составлении графиков из «идеальных профилей» были исключены карбонатные брекчии, так как обломочный материал их имеет сложный известково-доломитовый или глинисто-карбонатный состав, а

	Свита									
Типы пород	зубов- ская	курей- ская	разве- доч- нинская	манту- ровская	юктин- ская	нако- хозская	калар- гонская	фокин- ская		
Карбонатные брекчии				2,83	0,91		0,90	1,07		
Алевролиты и (в юктинской сви- те) песчаники ¹			$\frac{0,76}{7}$	1,97	2,67	1,87	- !	; -		
Аргиллиты ²	1,084	$\frac{0.57}{2}$	$\frac{0,52}{22}$	$\frac{0.93}{7}$	_					
Мергели	ľ	0,62	0,82	0,95						
Известняки глинистые		•		1			0,96	1,09		
Известняки ^з		,		2,89			$\frac{0,75}{2}$	0,60		
Известняки доломитовые	$\frac{0,95}{3}$		0,75	1			0,88	0,93		
Доломиты известковые) 3		1	0,32		0,84	8 0,91	1		
Доломиты алевритовые		•		1,07	1,10	$\frac{1}{0,71}$	4 0,87			
Мергели доломитовые	3,56	$\frac{0,72}{2}$		1,06	2	$\frac{1}{0,78}$	3			
Доломиты глинистые	15 1,16	0,60		25 1,16		2 1,12	0,91			
Т оломиты	1,20	1		10	0,93	3	$\begin{array}{c} 12 \\ 0,82 \end{array}$			
Доломиты ангидритовые	4 5,71			$\begin{array}{c} 3 \\ 2,50 \end{array}$	8 1,30	1,90	9 1,16			
Ангидриды доломитовые	$\begin{array}{c} 6 \\ 25,58 \end{array}$			10 3,00	$\frac{4}{3,71}$	4 3,83	$\begin{array}{c} 2 \\ 2,63 \end{array}$			
Ангидриты	6 6,44			$\frac{6}{4,62}$	5 3,01	4 3,91	4 3,99			
Ангидрит-галитовые породы	4			18 1,00 14	3	3	2			
\mathcal{K}_{κ}	6,54	0,64	0,60	2,20	1,92	2,21	1,12	0,92		
(аменные соли				0,55						
Оломиты ангидритистые целестинсодержащие	$\frac{170,28}{4}$			19						

¹ В мантуровской и накохозской свитах — алевролиты ангидритисто-доломитовые. В юктинской свите — песчаник с ангидрит-галитовым цементом.
 ³ В зубовской свите — аргиллиты доломитовые.
 ³ В мантуровской свите — известняк органогенно-обломочный.
 ⁴ В числителе — средний K_K, в знаменателе — количество анализов.

цементом служит обычно смешанный глинисто-доломито-ангидритовый материал. Полагая, что степень осолонения вод бассейна седиментации отражается на характере хемогенных составляющих пород, авторы включили для всех временных отрезков в графу «доломиты» (фиг. 3) не только этот тип пород, но также алевритовые и глинистые разности. Только в «идеальных профилях» отложений курейской и накохозской свит, где отсутствуют «чистые» доломиты, сохраняются названия «доломиты глинистые».



Во всех типах пород по «идеальному профилю» бассейна с нормальной соленостью вод кривая распределения коэффициента концентрации стронция практически нигде не достигает кларка. Лишь в глинистых известняках фокинской свиты величина возрастает до 1,09 кларка. Повышенные содержания стронция в алевролитах мантуровской и накохозской свит связаны с ангидрито-доломитовым цементом этих пород.

По профилю осолоняющегося бассейна во всех типах пород до доломитов включительно содержание стронция колеблется вблизи кларковых величин. В доломитовых мергелях зубовской свиты почти постоянно присутствует редко рассеянный либо желваково- и гнездообразный ангидрит. Этим и объясняется, по-видимому, некоторое возрастание коэффициента концентрации стронция (в среднем до 3,56) в данных породах. Резкое увеличение концентрации стронция приурочено к появлению в породах сульфатов кальция. Максимальные содержания стронция в этом профиле в большинстве случаев приходятся на «чистые» ангидриты. В отложениях зубовской и юктинской свит наибольшие его концентрации связаны с доломитовыми ангидритами. К каменным солям содержание стронция резко падает и в среднем не превышает 0,55 кларка.

Таким образом, вышеприведенный материал подтверждает высказанные ранее (Страхов, 1962; Бурков, Подпорина, 1962, и др.) положения о том, что массовая садка стронция приурочена к концу доломитовой — началу ангидритовой стадии осолонения вод бассейна седиментации. Однако этот же материал, а также данные по соленосным отложениям кембрия на юге Сибирской платформы, по данным П. Н. Соколова, свидетельствуют о том, что при дальнейшем осолонении вод до заключительных ангидритовых стадий садка стронция не только не сокращается, но в большинстве случаев продолжает возрастать, т. е. происходит сдвиг его наибольших концентраций в сторону сульфатных осадков.

Представление о том, что количество целестина, а вместе с ним и стронция, в ангидритах сокращено по сравнению с доломитовыми и ангидрито-доломитовыми породами. основано на относительно редкой встречаемости этого минерала в сульфатах кальция. Однако скорее всего целестин в ангидритах встречается чаще, чем это описано в литературе. Близость кристаллооптических свойств ангидрита и целестина приводит, по-видимому, к тому, что последний принимается за низкодвупреломляющие срезы ангидрита. Целестин в виде единичных разрозненных, обычно корродированных кристаллов установлен нами во многих шлифах ангидритов. Редкая встречаемость целестина в ангидритах может быть связана еще и с замещением седиментационного сульфата стронция сульфатом кальция в постдиагенетические стадии литогенеза. При этом основная масса стронция, по-видимому, в качестве изоморфной примеси входит в состав решетки ангидрита. По данным А. П. Виноградова и Т. Ф. Боровик-Романовой (1945), Т. Ф. Бойко (1973) и др., изоморфизм стронция с кальцием в ангидритах развит весьма широко. Вполне вероятно, что основная масса стронция во время садки сульфатов кальция увлекается ими в осадок в качестве изоморфной примеси, что и создает общий наиболее высокий фон содержаний стронция в сульфатных образованиях по сравнению с другими породами. Именно этим, по вилимому, и объясняются максимальные содержания стронция в «чистых» ангидритах мантуровской, юктинской, накохозской и каларгонской свит.

выводы

1. Повышенная стронциеносность девонских отложений северо-запада Сибирской платформы связана с седиментационно-диагенетическим. целестином.

2. Максимальные концентрации стронция приурочены к средним: горизонтам нижней и верхней подсвит зубовской свиты, к средней части мантуровской свиты, к переходной зоне между мантуровской и юктин-

ской свитами, а также к верхней части накохозской свиты.

3. Осадки всех перечисленных стратиграфических уровней формировались в неустойчивой гидрохимической обстановке с частой сменой сульфатного осадкообразования доломитовым. Относительно высокая стронциевая минерализация в них была обусловлена, по-видимому, смешением повышенно-сульфатных вод с хлоридно-натровыми, поступавшими из питающего бассейна нормальной солености. В зоне смешения таких вод, как свидетельствуют данные Т. К. Каржаува (1974), выпадать в осадок стронций может даже при недосыщенных его концентрациях в растворе.

4. Перспективные стронциеносные горизонты должны быть приурочены к зоне выклинивания соленосных отложений и замещения их суль-

фатными и сульфатно-карбонатными породами.

ЛИТЕРАТУРА

Бгатов В. И. Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. Красноярск. книжн. изд-во, 1973.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М., «Наука», 1973.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1962.

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

Каржаув Т. К. О хемогенной гипотезе целестинообразования.— Уз. геол. ж., 1974, № 2. Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон.— Геохимия, 1956, № 6. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона. Русской плат-

формы. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Яржемский Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Новосибирск, «Наука», 1966.

снииггимс, Новосибирск

Дата поступления 9.III.1976

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

УДК 551.76.77 + 549.623 + 552.52(470.67)

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ И ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ДАГЕСТАНА

Г. К. КЕРИМОВ, И. Э. ЭФЕНДИЕВ

Рассмотрены особенности распределения и стадийного изменения глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана. Выявлены промежуточные фазы между исходными и конечными продуктами. Обнаружены преимущественно монтмориллонитовые глины с незначительной примесью гидрослюды, каолинита и хлорита, смешанослойные слюды (монтмориллонитовые образования и гидрослюдистые) с примесью каолинита и хлорита. Прослежен процесс преобразования монтмориллонита пеплового происхождения в гидрослюду в зависимости от глубины залегания пород по схеме: вулканическое стекло—монтмориллонит—смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава—гидрослюда. Значительную роль при этом играют постдиагенетические, тектонические и термодинамические условия развития региона, а также дислоцированность и физические свойства пород, находящихся на различных стадиях литогенеза.

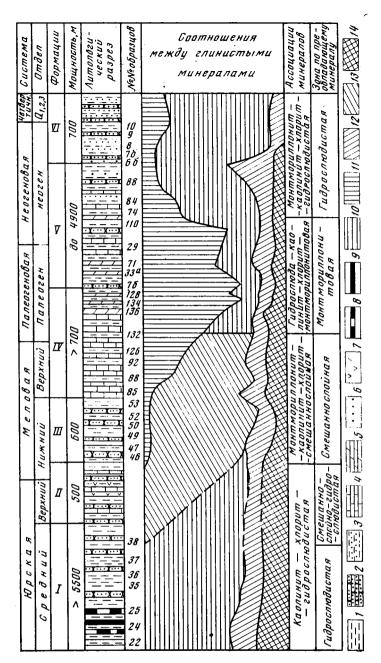
Глинистые образования являются составной частью мезозойско-кайнозойского комплекса осадочных пород области Сланцевого и Известнякового Дагестана, зоны третичного Предгорья и Прикаспийской низменности. По литологическим особенностям здесь отчетливо выделяются шесть формаций снизу вверх (фиг. 1): терригенно-угленосная, карбонатно-сульфатная, терригенно-глауконитовая, известняково-мергельная, терригенно-карбонатная и терригенная

Терригенно-угленосная формация (I), объединяющая отложения аалена, байоса и бата, развита на площади, ограниченной южными отрогами Известняковых хребтов на северо-востоке и Боковым хребтом на юго-западе. В составе формации участвуют песчаники, глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты с прослоями и линзами углей с многочисленными конкрециями сидерита.

Карбонатно-сульфатная формация (II), включающая терригеннокарбонатную толщу келловея, карбонатную оксфорда — нижнего валанжина и терригенно-карбонатную неокома, развита преимущественно в Центральном Дагестане, в бассейнах рек Аварское и Андийское Койсу. Наиболее распространены песчаники и мергельно-глинистые образования с прослоями грубозернистых песчаников, доломиты, гипсы, значительно реже отмечаются органогенно-обломочные известняки и карбонатные брекчии.

Терригенно-глауконитовая формация (III) развита в области Скалистых хребтов, протягивающихся с северо-запада на юго-восток, и представлена чередованием (10—80 м мощности) песчано-алевритовых и глинистых пород верхнего баррема, апта и альба.

Известняково-мергельная формация (IV) объединяет отложения верхнего мела, эоцена и нижнего олигоцена; она сложена мощной толщей известняков и мергелей, содержащих прослои и линзы песчаников с желваками фосфоритов, глауконита и бентонитовых глин. Породы формации участвуют в строении Передовых хребтов и Дагестанского клина.



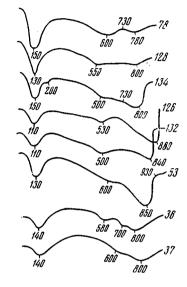
Фиг. 1. Схема распределения глинистых минералов в разрезе осадочных формаций Дагестана

1 — глина, 2 — песчаник, 3 — песок, 4 — известняк, 5 — мергель, 6 — гравий-конгломерат, 7 — гипс, 8 — углистый сланец, 9 — уголь, 10 — монтмориллонит, 11 — гидрослюда, 12 — смешанослойный минерал, 13 — каолинит, 14 — хлорит

Терригенно-карбонатная формация (V), сложенная осадками среднего олигоцена и миоцена, развита в основном в Предгорном Дагестане и Прикаспийской низменности. В составе формации участвуют глины, пески, песчаники и карбонатные породы с прослоями и пачками бентонитовых глин.

Терригенная формация (VI) широко развита в пределах Южного Дагестана, Прикаспийской низменности и Северо-Дагестанской равнины. Она представлена галечниками, песчаниками, песчанистыми глинами, известняками, суглинками и песками плиоценового и четвертичного возрастов. Мощность глин изменяется от нескольких сантиметров до 10—12 м.

Изучению минералогии глин, участвующих в строении осадочных формаций Дагестана, посвящены работы многих исследователей (Дмитриева, 1954; Халифа-Заде, 1972; Горбунова, 1959, 1966; Фролов, 1958;



Фиг. 2. Дифференциальные термические кривые фракции меньше 0,001 мм глинистых пород эоценового (обр. 78, 128, 134); мелового (126, 132, 53) и юрского (36, 37) возрастов

1972; Горбунова, 1959, 1966; Фролов, 1958; Носов, 1962; Котельников, 1963; Лазарева, 1964; Зхус, 1966; Керимов. Эфендиев, 1968, 1969; Керимов, 1972, и др.). Однако некоторые проблемы состава глинистых минералов, условий их формирования и закономерностей распределения по разрезу и площади Дагестана не решены до сих пор.

Исследование большого количества образцов позволило выявить и изучить в составе тонкопелитовой фракции поред осадочных формаций гидрослюду, монтмориллонит, смешанослойные образования (ряда монтмориллонит — гидрослюда), каолинит, хлорит, палыгорскит и галлуазит, распределение которых по разрезу показано на фиг. 1 1. Наиболее распространенный глинистый минерал — гидрослюда в больших количествах встречается в нижней части разреза. Содержание монтмориллонита, наоборот, возрастает в породах IV и V формаций. Смешанослойные образования локализованы в средней части разреза ций IV, III и II. Каолинит и хлорит в небольших количествах встречаются по всему разрезу.

Особенности распределения глинистых минералов по разрезу определяют появление четырех ассоциаций, представляющих

собой смеси из нескольких (от трех до четырех) компонентов; при этом один, реже два минерала преобладают, а остальные образуют примесь (см. фиг. 1).

Существенно монтмориллонитовые глины (монтмориллонитовая ассоциация) наиболее характерны для терригенно-глауконитовой и известняково-мергельной формаций. Глины залегают в виде пластов мощностью от 10 до 70 см, иногда 1,0—10 м (Джинабинское, Халагоркское, Урминское и другие месторождения). Макроскопически монтмориллонитовые глины (бентониты) жирны на ощупь, отличаются светлыми, зеленовато-желтыми и серовато-зелеными тонами окраски, воскоподобным обликом, повышенной способностью к набуханию и высокой пластичностью. Среди рассматриваемых глин выделяются чистые разности и разности с примесью гидрослюды, каолинита и хлорита. В гранулометрическом составе глин преобладают тонкопелитовые частицы: содержание алевритовых зерен не превышает 17,54%, песчаный материал a практически отсутствует (до 1,5%). Структура глин пелитовая, реже реликтово-пепловая, текстура массивная со скорлуповатой и комковатой отдельностями, чаще пятнистая. Обломочный материал представлен в основном кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, биотитом и

¹ Галлуазит и палыгорскит на фиг. 1 не показаны, так как они встречены в виде единичных обломков лишь в немногих образцах (формации IV, V).

обломками пород. Из акцессорных минералов обнаружены единичные

зерна циркона, рутила, граната.

На кривых нагревания глин (фиг. 2, обр. 78, 128, 134) выделяются резкая эндотермическая остановка при 130—150°, связанная с выделением адсорбционной воды и слабый эндотермический эффект при 500—600°, обусловленный выделением кристаллизационной воды. Третий эндотермический эффект, связанный с окончательным разрушением кристаллической решетки минерала и аморфизацией продуктов разрушения, фиксируется в интервале 780—800°.

Химический состав монтмориллонитовых глин отличается сравнительно низким содержанием K_2O и повышенным MgO, Fe_2O_3 и H_2O^+ . Увеличение в глинах содержания MgO сопровождается уменьшением количества Fe_2O_3 и наоборот, что объясняется изменением изоморфных замещений в слоистой структуре минерала. Пересчет данных химического анализа обр. 78 в кристаллохимическую формулу, по методике M. Ф. Викуловой (1957), позволил вывести следующую структурно-химическую формулу монтмориллонита: $Ca_{0.52}K_{0.39}(Mg_{1.83}Fe^{2+}_{0.02}Fe^{3+}_{0.15}) \cdot [Si_{3.18}Al_{0.82}O_{10})$ (OH) $_2 \cdot 2.38H_2O$.

Дифрактометрические кривые фракций меньше 0,001 мм глин характеризуются резким интенсивным и симметричным пиком со значением первого базального рефлекса при 14,83—15,8 Å (фиг. 3, обр. 78а, 128а, 134а), который после насыщения образцов глицерином возрастает до 17,70 Å (фиг. 3, обр. 786, 1286, 1346). Значение рефлекса (001) у монтмориллонитовых глин Табасаранского и Казбековского районов несколько меньше (15,4 Å) эталонного значения для чистой разности Са²⁺-монтмориллонита, что может быть связано с наличием у рассматриваемых монтмориллонитов смешанной структуры, обусловленной присутствием также слоев Na¹⁺ монтмориллонита.

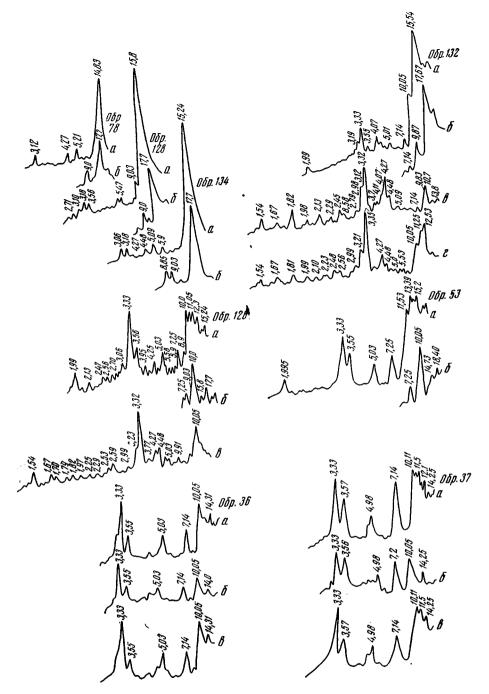
Примесь гидрослюды, каолинита и хлорита, отмечаемая в составе фракции меньше 0,001 мм некоторых глин, на дифрактограммах фиксируется лишь слабыми пиками в отражении базальных рефлексов второго и третьего порядков в области углов от 9—10 до 12—14°.

Глины, представленные смешанослойным образованием монтмориллонит-гидрослюдистого состава (смешанослойная ассоциация), где первый компонент всегда является преобладающим, широко развиты в породах известняково-мергельной формации и характеризуются большими мощностями, иногда до 10—15 м (р. Хала-Горк, с.с. Бурдеки, Акуша). Обычно выходы этих глин связаны с прибрежно-мелководными и относительно глубоководными фациями сантон-кампанского и маастрихтского ярусов в Центральном и Южном Дагестане. В составе глинистого вещества (частицы меньше 0,01 мм) пород преобладает крупнопелитовая фракция (0,01—0,001 мм). Структура глин пелитовая, реликтово-пепловая, текстура массивная, микрослоистая и пятнистая, что обусловлено неравномерным распределением терригенного и тонкораспыленного в породе железистого и органического материала.

На кривых нагревания образцов глин (фиг. 2, обр. 126, 132, 53) отчетливо фиксируются эндотермические эффекты смешанослойных образований (Зхус, 1966): слабый при температуре 110—130°, также слабый, но широкий при 500—600° и последний при температуре 840—850°, указывающий на разрушение кристаллической решетки минерала, аморфизацию вещества и высокую карбонатность глин. Повышенное содержание K_2O в глинах может быть объяснено появлением в структуре

монтмориллонита гидрослюдистых межслоевых промежутков.

На дифрактометрических кривых глин маастрихтского возраста помимо монтмориллонитовых рефлексов (15,54 Å) отмечаются широкие асимметричные рефлексы 10,05 Å на кривых естественного образца (фиг. 3, обр. 132a) и 9,87 Å на кривых образца, насыщенного глицерином (фиг. 3, обр. 1326), что указывает на смешанослойный монтморил-



Фиг. 3. Дифрактометрические кривые фракции меньше 0,001 мм глинистых пород эоценового (обр. 78, 128, 134), маастрихтского (132), коньякского (126), альбского (53), байосского (36) и батского (37) возрастов

a — естественный образец, b — насыщенный глицерином, b — прокаленный в течение 2 ч. при 600° С, насыщенный 1 N раствором КОН

лонит-гидрослюдистый состав с большим содержанием (около 80%) разбухающего компонента. Количество разбухающего компонента уменьшается в зависимости от возраста глин (от маастрихта к апту — альбу). Это хорошо видно при сравнении дифрактограмм глин различного возраста (см. фиг. 3). Дифрактограмма глины коньякского возраста (фиг. 3, обр. 126a) показывает уменьшение интенсивности первого базального рефлекса при 17,7 Å и увеличение интенсивности рефлекса при 10,0 Å. Примерно такая же картина наблюдается и на кривых дифрактограмм нижнемеловых глин с той лишь разницей, что примесь неразбухающего гидрослюдистого компонента становится существенной (фиг. 3, обр. 53a, 6).

Уменьшение в структуре смешанослойного минерала сверху вниз по разрезу количества разбухающих слоев за счет увеличения неразбухающих говорит о том, что в древнейших отложениях монтмориллонит под влиянием диагенетических и эпигенетических процессов, в которых определяющую роль играли давление и температура, преобразовывался в гидрослюду (Грим, 1959; Копелиович и др., 1961; Белов и др., 1974).

Гидрослюдистые глины (гидрослюдистая ассоциация) распространены широко и приурочены к терригенной, терригенно-глауконитовой и терригенно-карбонатной формациям. Это плотные, темно-серые, коричневато-серые, серые и зеленовато-серые, иногда почти черные породы. Цвет зависит от постоянного присутствия в глинах тонкорассеянного углистого и битуминозного веществ. Структура глин — пелитовая, алевритовая, алевро-пелитовая и редко песчаная; тестура — однородная, пятнистая, полосчатая, местами микрослоистая. В глинах нередки включения и конкреции пирита, сидерита и фауны фораминифер. Показатели преломления ориентированных агрегатов изменяются в таких пределах: Ng' = 1,570 - 1,591; Np' = 1,550 - 1,570; Ng' - Np' = 0,015 - 0,022. Основную часть фракции меньше 0,001 мм составляет гидрослюда, которая легко устанавливается при термических исследованиях. На всех термограммах (фиг. 2, обр. 36, 37) фиксируются три эндотермические остановки соответственно в интервалах: 140, 580—700 и 800°. Слабый эндотермический эффект при 700° указывает на присутствие в глинах небольшого количества хлорита (Ратеев, Градусов, 1970). Для глин характерно относительно высокое содержание K_2O (3,20—4,56%), Al_2O_3 (15,53—17,29%), SiO_2 (58,85—62,07%) и низкое — H_2O^+ (1,78— 1,98%).

Рентгеноструктурные исследования подтверждают выявленный минералогический состав глин. На дифрактометрических кривых (фиг. 3, обр. 36а, 37а) исходных образцов гидрослюда фиксируется серией базальных рефлексов, кратных 10 Å (10,05—10,11; 5,03—4,98; 3,33 Å). Эти рефлексы не изменяют положения при насыщении глицерином (фиг. 3, обр. 36б, 37б). Каолинит и хлорит устанавливаются по линиям 14,25—14,31; 7,14; 3,55—3,57 Å. При нагревании образцов до 600° (фиг. 3, обр. 36в, 37в) рефлексы при 7,14 Å значительно сокращаются, а рефлексы при 3,55—3,57 Å резко ослабевают, что связано с присутствием в образцах хлорита и каолинита.

В нижней части терригенно-угленосной и терригенно-карбонатной формаций Сланцевого, Известнякового и Предгорного Дагестана распространены каолинит-гидрослюдистые и каолинит-гидрослюда-монтмориллонитовые глинистые образования, приуроченные к низам ааленского, бат-байосского, келловейского ярусов и к верхам майкопской свиты. Эти глины обычно плохо отмучены, содержат алевритовую и песчаную примесь, образуют пласты мощностью 0,5—10 м.

Дифрактометрические кривые фракций меньше 0,001 мм исходных образцов каолинит-гидрослюда-монтмориллонитовых глин характеризуются наряду с гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми рефлексами наличием сильного рефлекса 7,15 Å, исчезающего после нагревания

образцов до 600° С, но остающегося без изменения после обработки образцов теплой HCI. Указанный характер изменения дифракционной картины свойствен преобладающему каолинитовому составу глинистых образований. Высокое содержание каолинита в ааленских, бат-байосских, келловейских и верхнемайкопских образованиях может быть объяснено субтропическим климатом областей денудации и наличием близкого источника выветривающихся пород, который располагался, по-видимому, на территории Большого Кавказа.

В настоящее время имеется большое количество работ, посвященных лабораторному синтезу и природным процессам образования глинистых минералов. Некоторые исследователи (Петров, 1968; Сендеров, Хитаров, 1970) полагают, что формирование монтмориллонита происходит при низких температурах и давлениях в слабокислых, нейтральных и слабощелочных условиях среды при рН от 6 до 9. Ж. Милло-(1968) считает, что образование глинистых минералов, состоящих из трехэтажных слоев, происходит в щелочных и нейтральных средах, содержащих достаточное количество щелочных и щелочноземельных катионов. Исследования Ч. Е. Уивера (1962) показали, что превращение монтмориллонита в гидрослюду осуществляется путем частичного выщелачивания катионов Mg²⁺ или Ca²⁺, присутствующих в некоторых промежутках монтмориллонита и заполнением этих промежутков катионами K^{i+} ; смешанослойный минерал не может переходить в гидрослюду при нормальном седиментогенезе; такой переход возможен лишь при слабом метаморфизме. Р. Е. Грим (1959) пришел к выводу о том, что превращение монтмориллонита в минерал гидрослюдистого типа обусловлено метаморфическими процессами. Монтмориллонит, Р. Е. Гриму, вследствие дегидратации, вызванной уплотнением, с течением времени изменяется, а затем адсорбируя калий из поровых растворов, циркулирующих в огложениях, переходит в гидрослюду. Из приведенного обзора можно слелать вывод о том, что превращению глинистых минералов предшествуют изменения среды, связанные с гидрохимическим режимом, в первую очередь с содержанием К¹⁺, Na¹⁺, Ca^{2++} , Mg^{2++} и органического вещества.

Эпигенетические и катагенетические процессы, происходившие на больших глубинах под влиянием высоких температур и давлений, играли решающую роль в преобразовании монтмориллонита в смешанослойный минерал монтмориллонит-гидрослюдистого состава в отложениях терригенно-карбонатной и терригенно-глауконитовой формаций и последующим превращении его в гидрослюду в условиях метаморфизма терригенно-угленосной формации.

Сказанное подтверждается еще и тем, что в эоценовых отложениях, расположенных на малых глубинах и не испытавших значительного метаморфизма, преобладающим минералом является монтмориллонит (см. фиг. 1), а смешанослойное образование развито незначительно (около 8% всех исследованных образцов). В породах мела, глубина погружения которых достигает нескольких тысяч метров, напротив, более 90% изученных образцов представлены смешанослойными минералами с неразбухающими слоями (примерно 60-70%). Дальнейшее увеличение глубины залегания пород, соответствующее изменению термодинамических условий, привело к возникновению еще большего количества (почти до 80%) неразбухающих слоев в структуре смешанослойного минерала (фиг. 3, обр. 536). Подстилающие мел юрские отложения смешанослойных минералов практически не содержат, что указывает на окончательное преобразование их в гидрослюду. Переход вулканического стекла в монтмориллонит и через смешанослойные образования в гидрослюду в изученных формациях Дагестана произошел по следующей схеме: вулканическое стекло-монтмориллонит диоктаэдрический -- смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава → гидрослюда.

Известно, что в морских щелочных условиях преобразование вулканического материала в монтмориллонит является одним из наиболее широко распространенных процессов. Переход пеплового материала в монтмориллонит выявлен нами почти повсеместно в разрезах верхнего мела, палеогена и в некоторых частях образцов неогена Дагестана. Об этом свидетельствуют не только результаты дифрактометрических исследований, но и установленные в отдельных пробах реликтовые витрокластические структуры и единичные зерна сильно измененного вулканического стекла. Характер распределения монтмориллонитовых глин по разрезу и по площади указывает на прерывистое и неравномерное поступление материнского вещества в бассейн седиментации из вулканических очагов, имевших место в меловое и палеогеновое время на Юго-Восточном Қавказе.

Смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава широко распространены в меловых отложениях и характеризуются беспорядочным чередованием слоев, о чем свидетельствует отсутинтегральной последовательности рефлексов в серии d (001). Подтверждением того, что эти смешанослойные минералы триоктаэдрические, полиморфной модификации структуры типа 1 М, являются значения рефлексов 060 при 1,54 Å образцов, прокаленных при 600° и насыщенных 1 N раствором КОН (фиг. 3, обр. 1322, 1269). Реликты вулканического стекла в этих образцах не всегда обнаруживаются. Чтобы выяснить генезис минерала, мы применили метод «фиксации» калия (Уивер, 1962). При этом рефлекс при 15,54 Å сократился до 11,25—12,53 Å, что характерно для минералов неслюдистого типа, т. е. изученные смешанослойные минералы своим происхождением обязаны изменению вулканического материала. Результаты наших исследований полностью согласуются с экспериментальными данными И. Д. Зхуса (1966), Н. В. Белова и др. (1974); А. Г. Коссовской (1966); С. Г. Саркисяна, Д. Д. Котельникова (1971), установившими различные стадии превращения смешанослойных образований монтмориллонит-гидрослюдистого состава в гидрослюду, а палыгорскита — в гидрослюду и хлорит. Решающее значение при этом приобретают высокая температура и давление в присутствии ионов щелочных (калий), щелочноземельных (магний) и органических соединений (Белов и др., 1974).

Отсутствие данных о рефлексах на дифрактограммах (фиг. 3, обр. 36, 37) в сторону больших углов, в частности в области 58--62°, не позволяет охарактеризовать структурные особенности гидрослюд терригенно-угленосной формации. Заметим, однако, что в условиях метаморфизма структура 1 М переходит в структуру высокотемпературной модификации 2 М, (Уивер, 1962). Исходя из этого, гидрослюды указанной формации, по-видимому, являются диоктаэдрическими со структурой 2 М., поскольку образование последних связано с изменением триоктаэдрических смешанослойных минералов структурного типа 1 М. При этом решающую роль играли тектонические и термодинамические условия развития региона, при которых избыток калия в поровых растворах, необходимый для преобразования смешанослойного минерала в гидрослюду, образовался за счет выщелачивания из терригенных минералов. Возможность такого обогащения поровых растворов катионами калия отмечена А. Г. Коссовской (1962), А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем (1970). Согласно данным этих исследователей в катагенезе глины образуются в результате глубокого погружения и захоронения осадков и интенсивного выщелачивания силикатообразующих элементов кристаллической решетки терригенных минералов. Можно считать, что трансформация монтмориллонита в гидрослюду протекает вслед за диагенетическим процессом в постдиагенетических стадиях преобразования породы. При этом в эпигенезе (катагенезе) происходит образование смешанослойной фазы, а полный переход ее в гидрослюду завершается при метаморфизме в условиях глубокого погружения и в зависимости от продолжительности захоронения осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В., Зхус И. Д., Крутова Г. И., Павлова Н. Н. О трансформации глинистых минералов в присутствии органических соединений. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 6.
- Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Горбунова Л. И. Минералогический состав глин нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 6.
- Горбунова Л. И. Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана. Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 2.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Дмитриева Р. Г. О расчленении и корреляции разрезов майкопской свиты Восточного Предкавказья по коллоидно-дисперсным минералам. — Докл. АН СССР, 1954, т. 14, № 4.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- Керимов Г. К. Минеральный состав глинистых пород Дагестана, генетические типы и их применение в промышленности. Тр. Ин-та геологии Даг. филиала АН СССР, Махачкала, 1972₁, вып. 8.
- Керимов Г. К. Монтмориллонитовые глины Дагестана.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., «Недра», 1972.

 Керимов Г. К., Эфендиев И. Э. Вещественный состав и физико-технические снойства глинистых пород сарматского яруса Дагестана.— Тр. Ин-та геологии Даг. филиала АН СССР, Махачкала, 1968, вып. 6.
- Керимов Г. К., Эфендиев И. Э. Пласт монтмориллонитовых глин в отложениях сарматского яруса Дагестана.— Тр. Ин-та геологии Даг. филиала АН СССР, Махачкала, 1968, вып. 6.
- Керимов Г. К., Моллаев И. К., Ревелис И. Л., Эфендиев И. Э. К вопросу о химикоминералогическом составе майкопских глин Дагестана.— Сб. научных сообщ. ДГУ, Махачкала, 1969, № 4.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезо-кайнозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глин. В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдистых осадочных породах. В кн.: Глины,
- их минералогия, свойства и практическое значение. М., «Наука», 1970. Котельников Д. Д. Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9.
- Лазарева В. М. Глинистые минералы третичных сингенетично-нефтеносных свит Дагестана и некоторые закономерности в их распределении. Тр. ВНИГНИ, М., «Недра», 1964, вып. 11.
- Милло Ж. Геология глин. М., «Недра», 1968.
- Носов Г. И. Монтмориллонитизация гидрослюд как диагенетический признак третичных нефтеносных свит Дагестана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.
- Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. В кн.: Водные вулканические минералы. М., «Недра», 1968.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов Аскании в зоне гидротермального сульфидного оруденения. — Литол, и полезн. ископаемые, 1970, № 1.
- Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1971.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования. М., «Наука», 1970.
- Уивер Ч. Е. Распространение смешанослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. - Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит-ры,
- Фролов В. Т. О минералогическом составе глинистых пород средней юры Дагестана.— Материалы совещания по исследованию и использованию глин, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Халифа-Заде Ч. М. Условия образования среднеюрских отложений восточной части Большого Кавказа. — Автореф. докт. дис., М., 1972.

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6.1976 г.

УДК 552.51 + 551.31/35

КОЭФФИЦИЕНТЫ АСИММЕТРИИ И ВАРИАЦИИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ — ИНДИКАТОРЫ МИКРОФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

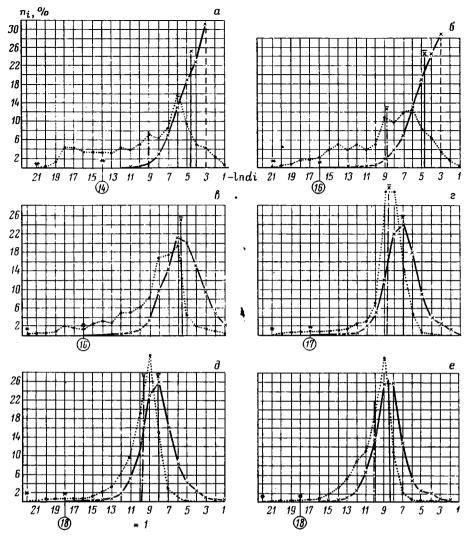
Г. Ф. РОЖКОВ

На примере современных осадков Рижского залива дано геологическое истолкование гранулометрическим параметрам: коэффициентам асимметрии и вариации. Обсуждается значение нейтральной полосы в прибрежной части акваторий для поисков литологических ловушек нефти и газа, сформированных в мелководных прибрежно-морских фациях.

В настоящее время в нефтяной геологии интенсивно разрабатывается комплексный метод поисков неструктурных ловушек нефти и газа, в котором значительное место занимает реконструкция палеодинамических условий седиментации осадочных толщ; в частности, важное значение приобретает геологическая интерпретация гранулометрических параметров.

Целью работы являлась количественная оценка статистических параметров асимметрии и вариации эмпирических полигонов распределения (ЭПР) гранулометрического состава современных осадков, сформированных в условиях выхода ветровых волн на мелководье. В качестве экспериментального бассейна седиментации был выбран Рижский залив Балтийского моря. Из осадков различных микрофаций Рижского залива и его побережья было отобрано более 400 проб, которые прошли дробный ситовой анализ на контрольных ситах отечественного производства в лаборатории ВНИГРИ (Рожков и др., 1973). Результаты анализов обрабатывались на ЭВМ в ВЦ ЛГУ по программам, составленным в отделе литологии коллекторов ВНИГРИ (Рожков, Трофимова, 1968; Рожков, Куликев, 1975).

Знак асимметрии ЭПР определяется знаком третьего момента, так как стандарт является всегда положительной величиной (Митропольский, 1971). Параметры ЭПР оценивались на основе логарифмов средних размеров дробных ситовых фракций, умноженных на минус единицу. Если сумма кубов положительных отклонений от среднего размера ЭПР больше суммы кубов отрицательных отклонений, то асимметрия положительная (α >0). Это означает, что в ЭПР преобладают относительно крупнозернистые фракции, а содержание относительно тонкозернистых фракций образует некоторый «хвост» распределения. Если сумма кубов положительных отклонений от среднего размера ЭПР меньше суммы кубов отрицательных отклонений, то асимметрия отрицательная (α <0). В этих случаях содержание крупнозернистых фракций составляет «хвост» распределения, а преобладают относительно тонкозернистые фракции ЭПР. В симметричных ЭПР сумма кубов отрицательных отклонений от среднего размера равняется сумме кубов

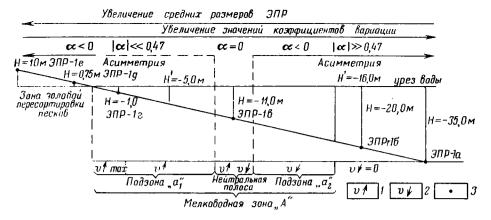


Фиг. 1. Средние эмпирические полигоны распределения (ЭПР) гранулометрического состава современных осадков Рижского залива и его побережья. Сплошной линией показаны ЭПР по косвенному счету зерен; точечной — по весовым данным. 1 — наиболее крупнозернистая фракция ЭПР. Средние размеры ситовых фракций (d_i) , мм: 1-0.0285, 2-0.036, 3-0.045, 4-0.0565, 5-0.0715, 6-0.09, 7-0.1125, 8-0.1425, 9-0.18, 10-0.225, 11-0.2825, 12-0.3575, 13-0.45, 14-0.565, 15-0.715, 16-0.9, 17-1.125, 18-1.425, 19-1.80, 20-2.25, 21-2.825 и 22-3.575

положительных отклонений, и тогда асимметрия равняется нулю, т. е. ЭПР является симметричным. Поскольку обычно мы имеем дело со случайными выборками (пробами), взятыми из генеральной гранулометрической совокупности, а для построения ЭПР результаты ситового рассева выражаем в процентах, то исходя из теории вероятности, можно считать симметричными те ЭПР, для которых выполняется условие $|\alpha| \leq 0.47$ (Урбах, 1963).

Известно, что коэффициент вариации — это отношение стандарта к среднему размеру. Этот безразмерный параметр оценивает степень отсортированности осадков и дает больше информации, чем стандарт распределения, так как учитывает меру расположения ЭПР.

При изучении изменения волновых скоростей с глубиной установлено, что наиболее интенсивное воздействие волн на дно наблюдается



Фиг. 2. Принципиальная схема расположения средних ЭПР на подводном склоне и на побережье Рижского залива

H — средние гипсометрические отметки средних ЭПР; H' — теоретические предельные глубины, вычисленные по данным В. П. Зенковича (1962)

1 — донные скорости, возникающие при трансформации ветровых волн на мелководье и направленные вверх по подводному склону; 2 — донные скорости, направленные вниз по подводному склону; 3 — точки расположения средних ЭПР

на глубинах, меньших утроенной высоты волн, а предельная глубина волнового взмучивания осадков равна 8—10 высотам волн (Зенкович, 1962).

При исследовании формирования берегов современных водохранилищ экспериментальным путем изучались трансформация волн на береговой отмели и воздействие этих волн на донные отложения (Кондратьев, 1950, 1960). Установлено, что на береговой отмели происходит рефракция волн и их распространение приближается к нормали относительно береговой линии. В соответствии с классической теорией волн малой амплитуды на конечной глубине донные частицы жидкости совершают гармоническое колебание в плоскости дна, при котором, в соответствующих фазах движений, скорости, направленные в сторону берега, равны скоростям противоположного направления. Это значит, что каждая твердая частица, лежащая на непроницаемом дне, при прохождении волны, испытывает силовое воздействие, переменное по знаку, но одинаковое по величине. Потеряв устойчивость, частица может совершать перемещения в противоположных направлениях, сохраняя неизменным среднее положение.

Однако дело обстоит иначе, когда дно водопроницаемое, как это и бывает в действительности. При прохождении волн происходит регулярное изменение давления на дно, и эти изменения вызывают колебательные движения жидкости в порах грунта. В период прохождения гребня волны градиент давления в грунтовом потоке направлен вниз, при прохождении же ложбины направление изменяется на противоположное. Вследствие этого при прохождении гребня волны, когда скорости течения направлены в сторону берега, поверхностная частица грунта приобретает большую устойчивость, чем при прохождении ложбины, когда скорости течения направлены в сторону водоема. В результате потерявшая устойчивость частица совершает асимметричные колебательные движения и постепенно перемещается в сторону водоема.

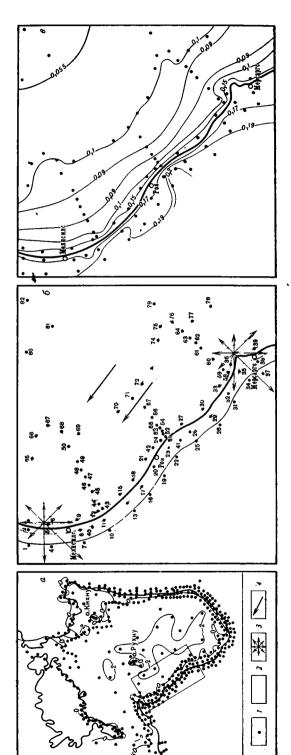
Лабораторные эксперименты показали, что теория волн малой амплитуды на конечной глубине хорошо подтверждается лишь при относительно больших глубинах. При выходе же волн на мелководье происходит их резкая перестройка, вызванная увеличением плотности пото-

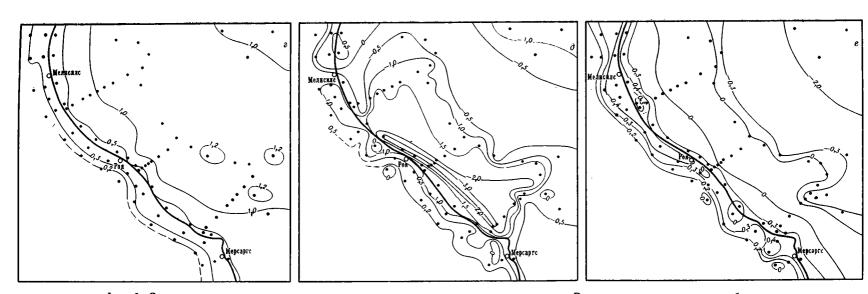
ка волновой энергии, которая теперь переносится не только в потенциальной, но и в кинетической форме. Эпюра придонных скоростей приобретает резко выраженную асимметрию. коротких, При прохождении крутых гребней придонные скорости, направленные в сторону берега (обозначим их $v\uparrow$), в несколько раз превосходят скорости обратного направления $(v\downarrow)$, возникающие при прохождении пологих, сильно растянутых ложбин. В этих условиях силовое воздействие волн перемещению способствует донных частиц в сторону берега.

Из приведенной схемы волнового воздействия на донные полосы прибрежной осадки следует, что в ее пределах сушествует зона преимущественного перемещения частиц в сторону водоема и зона интенсивного перемещения их в сторону берега. Эти зоны разгранинейтральной полосой. чены Роль нейтральной полосы в динамике водоемов рассмотрена рядом исследователей, в частности В. П. Зенковичем (1962).

На конечной стадии формирования берега в зоне, обращенной в сторону водоема, при неизменности всех условий должен восстановиться покой, т. е. движение наносов прекратится. В прибрежной же зоне устойчивость профиля отмели возникнет, когда преимущественное перемещение в сторону берега, вызванное большими скоростями течения, будет уравновешено образованием профиля равновесия, уклон которого зависит от многих причин, в том числе и от гранулометрического состава осадков.

Рассмотрим некоторую идеализированную модель формирования гранулометрического состава осадков в мелководной зоне A (фиг. 2), ограниченной с одной стороны урезом воды, а с другой — предельной глубиной волнового взмучивания





Фиг. 3. Схемы распределения гранулометрических параметров современных осадков Рижского залива и его побережья a—схема опробования современных осадков. Изолиния нулевых значений асимметрии отвечает положению нейтральной полосы на подводном склоне Рижского залива; δ —схема опробования, батиметрии, направления донных течений и розы ветров на участке детального картирования в западной части Рижского залива; δ —распределение средних размеров обломочных частиц по косвенному счету зерен; ϵ —распределение коэффициентов вариации по косвенному счету зерен; δ —распределение асимметрии ЭПР осадков по весовым данным пробного ситового анализа; ϵ —распределение асимметрии ЭПР осадков по данным косвенного счета зерен; δ —точки опробования; δ —участок детального картирования; δ —розы ветров; δ — направления донных тече-

осалков (H'). Противоположно направленные донные скорости $v \uparrow$ и $v \downarrow$ разделяют эту зону на две подзоны — соответственно a_1 и a_2 . В первой из них активно действуют относительно высокие донные скорости $v\uparrow$, а во второй — относительно низкие $v\downarrow$. Кроме того, в подзоне a_1 можно выделить полосу наката волн, где господствуют донные скорости $v
label{eq:local_problem}$ В подзоне a_1 формируются и накапливаются крупнозернистые осадки с примесью тонкозернистого материала. Из обломочного материала при неремещении вверх по подводному склону в сторону берега извлекаются сильным взмучиванием тонкозернистые фракции, которые разрывными течениями перебрасываются вниз по уклону дна, в подзону a_2 . В подзоне a_1 достаточно активные скорости $v \uparrow$ производят хорошую пересортировку обломочного материала. Полоса наката волн является естественным продолжением рассматриваемой подзоны. Следовательно, в подзоне a_t формируются осадки, ЭПР которых должны иметь положительную или слабо отрицательную асимметрию при довольно низких значениях коэффициента вариации.

В подзоне a_2 , наоборот, происходит затягивание осадков вниз по подводному склону и накопление преимущественно тонкозернистого обломочного материала с небольшими добавками относительно крупнозернистых фракций, которые частично попадают сюда из подзоны a_1 , расположенной гипсометрически выше. Поэтому крупнозернистый материал здесь плохо отсортирован. Хорошо отсортированы лишь тонкозернистые фракции, гидравлическая крупность которых соответствует более низкой энергии донных скоростей $v \downarrow$ этой подзоны. Таким образом, в подзоне a_2 образуются осадки, ЭПР которых обладают большой отрицательной асимметрией и повышенными значениями коэффициента вариации.

Существование двух подзон с противоположно направленными донными скоростями предопределяет собой существование нейтральной полосы между ними, где эти скорости становятся равнодействующими, т. е. $v \uparrow \approx v \downarrow$. В нейтральной полосе образуются осадки, состоящие из смеси примерно в равных пропорциях (по числу зерен!) крупно- и тонкозернистых частиц. В связи с этим ЭПР гранулометрического состава осадков нейтральной полосы должны быть наиболее симметричными. В реальных бассейнах ширина рассматриваемых подзон и нейтральной полосы может сильно варьировать в зависимости от многих причин.

Сопоставим теоретические данные идеализированной модели с результатами дробных ситовых анализов современных осадков Рижского залива и его побережья. Поскольку форма залива округлая, то при любом направлении ветра волнение зарождается на мелководье подветренного берега, распространяется в центральную часть залива и опять выходит на мелководье наветренного берега. Как и в любом мелководном бассейне, волны в Рижском заливе отличаются большой крутизной. Мелководность залива сильно влияет на характер волнения оно устанавливается спустя несколько часов после начала действия ветра и затухает через несколько часов после прекращения его. Зыбь почти не наблюдается. Поэтому продолжительность ветра в Рижском заливе можно не учитывать. По многолетним данным Латвийского управления гидрометеослужбы, при ветрах с залива наиболее часто наблюдаются волны высотой от 2,0 до 2,5 м, при вдольбереговых ветрах от 1,3 до 2,0 м, а при ветрах с берега — от 0,8 до 1,7 м. В среднем высота волн (h) составляет 1,6 м.

Следовательно, в Рижском заливе, согласно данным В. П. Зенковича (1962), наиболее активная динамическая переработка осадков ветровыми волнами должна начинаться с глубины в 5,0 M (3 h) и прекращаться на глубине 16,0 M (10 h).

Наиболее детальные исследования проводились в западном районе Рижского залива (фиг. 3, б). Донные течения здесь сохраняют северо-

западное направление вдоль подводного склона, вне зависимости от направлений ветра и дрейфовых течений (Рожков и др., 1970). На этом участке залива преобладают ветры западного и юго-западного румбов.

Трансформация ветровых волн на мелководье в Рижском заливе имеет, очевидно, широкое развитие и должна найти отражение в гранулометрическом составе современных осадков. Из анализа средних ЭПР современных осадков различных микрофаций Рижского залива и его побережья (фиг. 1, а), а также параметров средних ЭПР (табл. 1) видна закономерность изменения гранулометрического состава осадков вверх по региональному склону от центра залива к полосе береговых дюн. Эта закономерность заключается в убывании содержания тонкозернистых фракций и возрастании роли крупных зерен, что особенно четко прослеживается по данным косвенного счета. В этом же направлении изменяются параметры средних ЭПР: увеличиваются максимальные и средние размеры; уменьшаются значения коэффициента вариации, стандарта; сильно отрицательная асимметрия ЭПР по косвенному счету сменяется положительной, переходя через нулевые значения, и т. д.

Средний ЭПР (по косвенному счету) донных осадков из центральных частей залива с глубины от 45 до 25 м (фиг. 1, a) резко асимметричный ($\alpha = -1,3$), с преобладанием тонкозернистых фракций и подчиненным значением относительно крупнозернистых, которые образуют несколько вытянутый «хвост». По данным систематизации гранулометрического состава осадочных отложений (Рожков, Соловьев, 1974), средний ЭПР-1a относится ко II типу эмпирических распределений.

Средний ЭПР донных осадков, отобранных вдоль изобаты 20 M через каждые 5 κM по всей окружности залива (фиг. 1, δ), имеет по косвенному счету большую отрацательную асимметрию (α =-1,2). Этот

ЭПР также относится ко II типу эмпирических распределений.

Сходное строение средних ЭПР-1а и ЭПР-16 показывает, что на глубине 20 м не происходит существенного изменения гранулометрического состава осадков по сравнению с осадками из центральной части залива. Правда, детальный анализ этих же ЭПР выявляет, что на глубину 20 м привносится несколько большее количество относительно крупнозернистых фракций, содержание которых в осадках с этой глубины возрастает на 8—10%.

В зоне мелководья, на глубинах от 2 до 20 м, происходит коренное изменение гранулометрического состава осадков (фиг. 1, в). ЭПР их по косвенному счету приобретает хорошо выраженную симметричность ($\alpha = -0.25$), так как содержание тонкозернистых фракций в осадке убывает, а количество крупнозернистых фракций начинает возрастать. Средний ЭПР-1в относится к I типу эмпирических распределений.

Гранулометрический состав осадков, сформированных на глубинах от 2 до 0,0 м, т. е. в зоне наката волн (фиг. 1, ϵ), характеризуется почти симметричным ЭПР (α =0,15), что указывает на примерно равное по счету содержание тонко- и крупнозернистых фракций в осадках.

ЭПР-1г относится к І типу эмпирических распределений.

Средние ЭПР песков субаэральных пляжей и береговых дюн (фиг. 1, ∂ , e) являются вполне симметричными распределениями (соответственно $\alpha = 0.21$ и $\alpha = 0.18$), однако они обладают резко повышенными значениями эксцесса, имеют максимальные средние размеры, минимальные значения стандарта и коэффициента вариации. Эти ЭПР следует отнести к I типу эмпирических распределений. Отличительной чертой их является наибольшая конвергенция кривых по весу и косвенному счету зерен, что указывает на достаточно высокую гранулометрическую зрелость этих осадков.

¹ Региональный склон состоит из подводной и субаэральной частей. Подводная часть его обычно называется подводным склоном.

Параметры средних ЭПР современных осадков Рижского залива и его побережья

		Число	Абс. отметки.	Осредненные анализы							
№ ЭПР	Микрофации	анализо в	M M	Мо	х, мм	С, мм	S	ν	α	τ	
1 <i>a</i>	Относительно глубоко- водные	36	От —45 до —25 Ср. —35	$\frac{0.09}{0.045}$	$\frac{0,182}{0,064}$	1,69	1.07	1,35	$\frac{-0,59}{-1,3}$	$\frac{-0,69}{+2,25}$	
1 6	Граница мелководья (изобата)	98	Изобата —20	$\frac{0.09}{0.045}$	$\frac{0,171}{0,067}$	$\frac{1,61}{0,20}$	$\frac{0,93}{0,39}$	$\frac{1,25}{1,35}$	$\frac{-0.62}{-1.2}$	$\frac{-0.3}{+1.8}$	
18	Мелководье	74	От —20 до —2 Ср. —11	$\frac{0,09}{0,09}$	$\frac{0,170}{0,08}$	$\frac{1,66}{0,23}$	$\begin{array}{c} 0,82 \\ \hline 0,45 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.11 \\ \cdot 1.32 \end{array}$	$\frac{-1,1}{-0,25}$	$\frac{+1,0}{+0,49}$	
1 <i>e</i>	Подводный пляж	75	От —2 до 0,0 Ср. —1.0	$\frac{0,142}{0,112}$	0,172 0,116	$\frac{1,23}{0,29}$	$\frac{0,50}{0,43}$	$\frac{0,67}{0,84}$	$\frac{-2,1}{+0,15}$	$\frac{+6,3}{+0,88}$	
1∂	Субаэральный пляж	72	От 0,0 до 1,5 Ср. 0,75	$\frac{0,180}{0,142}$	$\frac{0,216}{0,146}$	1,19	0,47	0,50	$\frac{-1.7}{+0.21}$	$\frac{+4.6}{+1.1}$	
1 <i>e</i>	Береговые дюны	82	От 1,5 до 20 Ср. 10,7	$\frac{0,180}{0,142}$	$\frac{0,225}{0,159}$	$-\frac{0,70}{0,41}$	$\frac{0,41}{0,40}$	$\frac{0,42}{0,58}$	$\frac{-1,2}{+0,18}$	$\frac{+2,2}{+2,2}$	

Примечание. В числителе — параметры по весу, в знаменателе — по косвенному свету зерен; Mo — модальная фракция, \overline{x} — средний размер, C — максимальный размер (1%), S — стандарт в логарифмической шкале, v — коэффициент вариации, α — асимметрия, τ — эксцесс.

Итак, средние ЭПР показывают, что существенное изменение гранулометрического состава осадков в Рижском заливе происходит на глубинах от 2 до 20 м, т. е. в среднем на глубине 10 м. Если волновое взмучивание осадков в Рижском заливе практически прекращается на глубине 16 м, то можно полагать, что глубина, с которой начинается средняя активность волновых воздействий на осадки, составляет 8 м. Таким образом, можно считать, что в Рижском заливе наблюдается соответствие между волновым взмучиванием (по интенсивности) и резким изменением среднего гранулометрического состава донных осадков.

Если сопоставить средние глубины средних ЭПР (см. табл. 1) с предельной глубиной волнового взмучивания осадков ($H=16\,$ м), то оказывается, что средние ЭПР на подводном склоне занимают определенное положение, а следовательно, и микрофации залива получают определенную гранулометрическую характеристику (см. фиг. 2).

Так, например, оказывается, что крайние, принципиально различные средние ЭПР-1а и ЭПР-1г (по косвенному счету зерен) на подводном склоне залива расположены почти симметрично относительно предельной глубины 16 м, так как полусумма их средних глубин равна 18 м. Полусумма средних глубин смежных ЭПР-16 и ЭПР-1в 15,5 м оказывается равной предельной глубине. Полусумма средних глубин смежных ЭПР-1в и ЭПР-1г сопоставляется с глубиной 5 м, с которой в Рижском заливе начинается наиболее сильное волновое воздействие на донные осадки. Возможно, что приведенные соотношения могут быть случайными, однако несомненно, что в Рижском заливе существует корреляционная связь между величинами гидродинамических сил и средним гранулометрическим составом осадков.

Теперь обратимся к анализу результатов картирования гранулометрических параметров, которое производилось в двух масштабах: в мелком для всего Рижского залива и в относительно крупном на участке длиной примерно 50 и шириной 15 км в пределах западного побережья залива, южнее мыса Колка. Выбор участка был обусловлен наилучшей гидродинамической изученностью и достаточно густой сетью опробования (см. фиг. 3, a, δ). В табл. 2 приведены некоторые гранулометрические параметры ЭПР осадков в точках опробования, а на фиг. 3, θ —e представлены наиболее информативные схемы распределения гранулометрических параметров. Остальные схемы, если они заинтересуют читателя, можно воспроизвести, пользуясь данными табл. 2. Гранулометрические параметры ЭПР современных осадков для всего Рижского залива опубликованы ранее (Рожков и др., 1970).

Увеличение средних размеров зерен по косвенному счету происходит вверх по региональному склону (фиг. 3, в). Все изолинии этого параметра располагаются вкрест падения регионального склона, т. е. более или менее параллельно береговой черте. Так, например, изолиния 0,1 мм практически совпадает с изобатами 5 и 20 м, выделяя довольно широкую полосу, в средней части которой наблюдается узкая зона осадков со средними размерами зерен 0,09 мм. Изолиния 0,19 мм соответствует полосе береговых дюн, а изолиния 0,17 мм — субаэральных пляжей. Схема по весовым данным, не представленная в статье, менее четкая, хотя изолинии 0,2 и 0,15 мм располагаются параллельно береговой черте в зоне глубин от 20 до 5 м. На глубинах свыше 20 м эта же изолиния замыкается, оконтуривая два обособленных ареала. Изолиния 0,1 мм проходит примерно по границе с глубоководной зоной залива.

На рассматриваемом участке оценки стандарта варьируют от 0,24 до 0,78 по весу и от 0,21 до 0,60 по косвенному счету зерен. Схемы распределения этого параметра в работе не приведены, так как они менее информативны, чем данные коэффициента вариации. Изолинии стан-

Таблица 2 Гранулометрические параметры осадков в точках опробования на западном побережье Рижского залива

	1		1	- I MACE)			
1	II	 	11	[<u> </u>	IV .	<u> </u>	ŀ ·
	B	C	B	C	В	C	B	l c
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1 2 3 4 5 6 7 8 9 0 1 1 2 3 4 5 6 7 8 9 0 1 1 2 3 1 4 5 6 7 8 9 0 1 1 2 3 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 3 3 3 3 3	.18 .17 .15 .18 .18 .17 .15 .18 .18 .17 .21 .19 .17 .22 .18 .19 .17 .18 .18 .17 .24 .16 .26 .22 .15 .22 .19 .17 .18 .18 .19 .17 .18 .18 .19 .17 .18 .18 .19 .17 .18 .18 .19 .17 .18 .18 .19 .17 .18 .18 .19 .19 .17 .18 .18 .19 .19 .11 .11 .11 .12 .12 .13 .13 .12 .13 .13 .12 .13 .13 .12 .13 .13 .12 .13 .13 .13 .13 .13 .13 .13 .13 .13 .13	.16 .17 .14 .15 .17 .18 .18 .18 .19 .20 .16 .17 .18 .14 .16 .15 .19 .14 .15 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .16 .17 .17 .16 .17 .17 .17 .17 .17 .17 .17 .17 .17 .17	.17 .15 .16 .21 .14 .25 .18 .20 .21 .22 .18 .22 .18 .23 .24 .23 .21 .23 .24 .23 .24 .23 .24 .23 .24 .23 .24 .23 .24 .24 .25 .25 .26 .27 .27 .28 .29 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .27 .20 .20 .20 .20 .20 .20 .20 .20 .20 .20	29 29 27 36 28 30 27 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 31 32 32 32 32 32 32 32 32 32 32 32 32 32	.22 .24 .24 .24 .24 .25 .27 .18 .27 .28 .27 .28 .23 .23 .23 .23 .23 .23 .23 .23 .24 .23 .25 .25 .25 .27 .27 .28 .28 .28 .29 .29 .29 .29 .29 .29 .20 .21 .20 .21 .22 .23 .24 .25 .25 .25 .25 .25 .25 .25 .25 .25 .25	.42 .42 .44 .52 .35 .45 .27 .35 .47 .27 .33 .47 .26 .20 .42 .47 .46 .42 .39 .60 .22 .43 .49 .49 .41 .42 .43 .49 .43 .49 .49 .40 .40 .40 .40 .40 .40 .40 .40 .40 .40	67 .53 .16 .12 .38 .85 -1,05 98 89 89 72 48 1,10 .3,	3030303030303147334162830314643482534434823434832931314324344331311312324331311312324331311312324331311312324331311312324331

	I	1	11	I	IV		\\	,
I	В	c	В	С	В	С	В	С
1	2	3	4	5	6	7	8	9
61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 77 78 80 81 82	.12 .15 .15 .12 .13 .14 .20 .18 .17 .16 .27 .12 .16 .19 .44 .15 .06	.08 .08 .09 .08 .10 .08 .11 .10 .09 .10 .09 .09 .09 .09 .09 .00 .10 .05 .05	.54 .58 .49 .46 .34 .36 .41 .52 .42 .38 .53 .50 .69 .36 .75 .42 .78 .39 .68 .33 .45 .24	.38 .39 .40 .41 .42 .46 .47 .48 .45 .45 .56 .42 .38 .39 .61 .39 .22	.81 .89 .77 .88 .59 .58 .68 .59 .54 .61 .71 .59 .64 .41 .82 .41 .62 .98 1,35 1,53	1,06 1,05 1,00 1,10 1,03 1,10 .86 .92 1,00 1,15 1,00 1,20 1,35 1,07 .94 1,05 1,40 .90 1,50 .97 1,04 .93	-2,2066 -1,10 -2,20593634 -1,2 -1,15 -1,10 -1,20 -1,40 -1,50 -1,6003 -0.8284 -1,5389 -1,50	056331 .00 .07 .064201 .03 .0103 .0035 .022005623133 -1,8 -1,8 -1,6

дарта 0,3 и 0,2 по весу и косвенному счету оконтуривают вытянутые вдоль берега замкнутые ареалы. В зоне мелководья преобладают значения стандарта 0,4. К центру акватории значения этого параметра уменьшаются до 0,2 и становятся одинаковыми с оценками стандарта для осадков пляжа и береговых дюн. Это особенно характерно для данных по косвенному счету зерен.

Коэффициент вариации на закартированном участке изменяется от 0,14 до 1,54 по весу и от 0,16 до 1,50 по косвенному счету. Результаты картирования этого параметра в двух вариантах (по весу и счету) оказались сходными, но схема распределения значений коэффициента вариации по косвенному счету более контрастна (фиг. 3, г). Значения этого параметра уменьшаются вверх по региональному склону от десятиметровой изобаты к полосе береговых дюн (от 1,0 до 0,2). Все изолинии на схеме располагаются параллельно береговой черте, при этом изолиния 0,5 не выходит из полосы глубин от 1 до 5 м, а изолиния 1,0 почти полностью совпадает с 10-м изобатой. Поле донных осадков на глубинах свыше 15 м характеризуется почти одинаковыми значениями коэффициента вариации (1,0), только спорадически появляются большие значения этого параметра. Вниз по подводному склону, в сторону максимальных глубин, наибольшее увеличение значений вариации наблюдается по весовым данным.

Значения асимметрии ЭПР по весу колеблются от 0,85 до —3,3. На западном участке залива уменьшение отрицательных значений асимметрии происходит по более или менее концентрическим изолиниям от —3,0 до —0,5 (фиг. 3, д). Вытянутая узкая полоса наибольших отрицательных значений асимметрии замыкается между крайними галсами. В южной части участка эта полоса проходит между изобатами 5 и 10 м, а в центре резко заворачивает и примыкает к береговой черте. На подводном склоне изолиния —0,5 образует довольно широкую полосу меж-

ду изобатами 20 и 40 м. Изолиния нулевых значений асимметрии ограничивает весьма небольшую площадь.

Значения асимметрии по косвенному счету колеблются от 0,17 до -1,8, и схема распределения принципиально отличается от схемы по весовым данным (фиг. 3, е). Изолиния нулевых значений асимметрии очерчивает вытянутую полосу между изобатами 20 и 10 м, которая протягивается почти параллельно береговой линии. От этой полосы к берегу и центру залива увеличиваются отрицательные значения асимметрии. При этом вниз по подводному склону, в сторону больших глубин, отрицательная асимметрия резко возрастает до максимальных значений (-1.8), а к береговым дюнам, вверх по региональному склону, наблюдается только небольшое увеличение отрицательных значений, которые не выходят за допустимые пределы симметричности ЭПР |а| ≤0,47. Изолиния —0,3 с мористой стороны полосы нулевых значений соответствует глубинам, превышающим 20 м, а с прибрежной стороны эта же изолиния отвечает глубинам от 2 до 5 м. Выше по региональному склону, в северной половине участка, пески субаэрального пляжа оконтуриваются изолинией — 0,4. Изолиния — 0,3 отделяет пески пляжа от песков береговых дюн, причем для последних характерно уменьшение отрицательной асимметрии до -0,2 и появление местами положительной асимметрии.

Подобная картина распределения вначений асимметрии ЭПР осадков вполне согласуется с физической моделью выхода волн на мелководье и может быть истолкована следующим образом. Полоса нулевой асимметрии (т. е. строго симметричные ЭПР) со средней глубиной около 15 м (по теоретическим данным, средняя глубина нейтральной полосы составляет примерно 12 м) отвечает положению нейтральной полосы на подводном склоне, где формируются осадки с равным количеством зерен тонко- и крупнозернистых фракций. Быстрое увеличение отрицательной асимметрии ЭПР осадков вниз по подводному склону от нейтральной полосы свидетельствует о резком уменьшении количества зерен крупнозернистых фракций и сильном возрастании роли тонкозернистых фракций. Небольшие колебания абсолютных значений отрицательной, а иногда и положительной асимметрии ЭПР песков, которые отмечаются в полосе субаэрального пляжа и береговых дюн, указывают на незначительные вариации в этих осадках количества зерен крупнозернистых фракций при общем сдвиге ЭПР в сторону больших размеров обломочных частиц. Так, например, некоторое увеличение отрицательной асимметрии ЭПР песков субаэральных пляжей (-0,4) показывает, что в зоне происходит обогащение осадков крупнозернистым обломочным материалом, очевидно, обусловленное деятельностью ветра. Ветер выносит относительно мелкие частицы, и за счет этого пески пляжей обогащаются более крупнозернистым материалом.

Известно, что береговые дюны формируются в результате перемещения ветром сухих песков пляжа в сторону суши. Для песков береговых дюн Рижского залива характерно некоторое уменьшение отрицательной асимметрии ЭПР до —0,2, свидетельствующее о том, что степень участия в осадке относительно крупнозернистых частиц снова падает. Таким образом, получается, что пески береговых дюн — это как бы пески пляжа, но только без зерен наиболее крупнозернистых фракций. Это не противоречит увеличению средних размеров ЭПР песков береговых дюн по сравнению с песками пляжей, так как асимметрия в известных пределах является инвариантной относительно мер расположения ЭПР на шкале размерности. Наибольшие средние размеры зерен, минимальные значения коэффициентов вариации и наибольшая крутовершинность ЭПР песков береговых дюн позволяют считать, что эти осадки подверглись наиболее интенсивной динамической переработке и пересортировке в водной и воздушной средах.

Поскольку все изолинии гранулометрических параметров на схемах (фиг. 3) располагаются параллельно основному направлению донных градиентных течений, т. е. вдоль подводного склона и вкрест простирания линий выхода ветровых волн на мелководье, нужно полагать, что гранулометрический состав осадков на западе Рижского залива формируется главным образом за счет силы волнового воздействия на дно бассейна.

Изолиния нулевых значений асимметрии, по данным косвенного счета для всего Рижского залива (фиг. 3, а), проходит почти параллельно береговой черте на средней глубине примерно 12 м. Места пересечений нулевой изолинией береговой черты следует рассматривать как ошибки ситового анализа, либо, что вероятнее, как ошибки опробования. Возможно, пробы случайно были взяты из более низких слоев прибрежных осадков, сформированных в нейтральной полосе древнего залива. На северном побережье Рижского залива отсутствуют песчаные пляжи, не существует изолиния нулезых значений асимметрии, а ЭПР осадков характеризуются отрицательной асимметрией, абсолютное значение которой колеблется от 0,5 до 1,0.

По нашему мнению, отсутствие в этом районе осадков с симметричным гранулометрическим составом связано с фактором наследственности. Относительно слабое ветровое волнение не в состоянии пересортировать и переработать чрезвычайно плохо отсортированные моренные отложения с резко отрицательной асимметрией и сформировать из них обычные песчаные пляжи.

Исходя из вышеизложенного материала, следует считать, что асимметрия ЭПР по косвенному счету указывает на степень участия в осадках зерен тонко- и крупнозернистых фракций и, таким образом, позволяет судить об относительной энергии живых сил среды седиментации. Так, например, энергия придонных скоростей, возникающих при трансформации ветровых волн на мелководье, находит отражение в переходе от резко отрицательных к слабо отрицательным или положительным оценкам асимметрии ЭПР по косвенному счету; при этом абсолютная величина параметра имеет важное диагностическое значение для определения динамики осадконакопления.

Коэффициент вариации указывает на разброс средних турбулентных скоростей в среде седиментации. Чем меньше значение этого параметра, тем меньше в среднем и разница между максимальной и минимальной турбулентностью, тем лучше отсортирован обломочный материал. Примерно такого же мнения придерживается Г. А. Каледа (1970), подчеркивающий, что «степень сортировки есть прежде всего отражение внутренней стохастической структуры среды осадкообразования».

выводы

- 1. Гранулометрический состав современных осадков, установленный дробным ситовым анализом, достаточно полно отражает динамические условия седиментации в Рижском заливе и на его побережье. В частности, коэффициенты асимметрии и вариации ЭПР осадков в качественном и количественном отношениях характеризуют динамику ветровых волн при выходе их на мелководье.
- 2. Асимметрия ЭПР осадков по косвенному счету зерен позволила определить при картировании местоположение нейтральной полосы на подводном склоне, а в западном районе залива установить ширину нейтральной полосы.
- 3. Анализ асимметрии и вариации ЭПР гранулометрического состава песков пляжа и береговых дюн (по косвенному счету) позволяет судить о степени эоловой пересортировки обломочного материала.
- 4. Асимметрия ЭПР дает представление об относительной энергии живых сил среды седиментации. Коэффициент вариации является мерой отсортированности обломочного материала.

5. Комплексное крупномасштабное картирование гранулометрических параметров осадков: среднего размера зерен, коэффициентов асимметрии и вариации (по косвенному счету зерен) - при соответствующей плотности опробования можно использовать при поисках литологических ловушек нефти и газа, сформированных в мелководноморских фациях, так как основная масса песчаных тел, вытянутых вдоль древних береговых линий, образовалась в зоне, ограниченной с одной стороны береговыми дюнами, а с другой — нейтральной полосой на подводном склоне акватории.

ЛИТЕРАТУРА

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд. АН СССР, 1962. Каледа Г. А. Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах.— В кн.: Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. Ротапринт. Тр. ВНИГНИ, вып. 91, М.,

Кондратьев Н. Е. О трансформации волн на мелководье при постепенно уменьшаю-

шихся глубинах. Тр. ГГИ, вып. 22 (76). Л., Гидрометеоиздат, 1950.

Кондратьев Н. Е. Расчеты береговых переформирований на водохранилищах. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., «Наука», 1971.

Рожков Г. Ф., Трофимова З. М. Способ статистической обработки гранулометрических

данных на ЭВМ.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
Рожков Г. Ф., Базанова Т. Д., Сергеев Ю. Н. Гранулометрические параметры современных осадков Рижского залива и их возможная геологическая интерпретация.— В кн.: Литолого-петрографические исследования в нефтиной геологии. Ротапринт. Тр. ВНИГРИ, вып. 274. Л., 1970. Рожков Г. Ф., Ипатова З. Н., Колобзаров О. В., Стайсов Р. Н. Дробный ситовой гра-

нулометрический анализ.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6. Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов. -- Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.

Рожков Г. Ф., Куликов В. Д. Методика автоматической обработки результатов дробного ситового анализа. В кн.: Литолого-палеогеографические исследования при поисках неструктурных залежей углеводородов. Ротапринт. Тр. ВНИГРИ, Л., вып. 372, 1975.

Урбах В. М. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР, 1963.

внигри. Ленинград Дата поступления 1.IV.1975

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.352.3

ПАРАГЕНЕЗЫ ПОРОД ГЛАУКОНИТОВО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

В. И. МУРАВЬЕВ

В настоящей работе сделана попытка рассмотреть преимущественные генетические связи в ассоциациях пород, слагающих глауконитовокремнистую формацию. В основу работы положено изучение 46 разрезов верхнемеловых и палеогеновых отложений Европейской части СССР и Северного Казахстана. Объекты исследования расположены в Калининградской области, Литовской ССР, Белорусской ССР, Украинской ССР, Брянской и Калужской областях, в Среднем и Нижнем Поволжье, бассейне среднего течения Дона и р. Эмбы и в Северном Приаралье.

Постановка задачи предусматривала детальное исследование контактов различных типов пород в разрезе и, следовательно, заставляла опираться в первую очередь на наиболее «свежие» естественные обнажения и крупные искусственные выработки (карьеры). Наряду с этим во избежание неоднозначного толкования определения породы, смешанные типы пород не рассматривались, а учитывались лишь чистые их разности, т. е. выполнение работы оказалось возможным лишь после петрографического изучения пород и уточнения их полевых определений.

понятие «парагенез пород»

Под парагенезом пород в настоящей работе понимается их естественное повторяющееся сонахождение в теле геологической формации, связанное с закономерным сосуществованием причин и факторов, ответственных за возникновение всей парагенетической ассоциации. Отождествление термина «парагенез» с понятием «сонахождение» часто вызывает возражения, поскольку буквально парагенез означает «совместное рождение», сонахождение же пород может быть связано не только с едиными причинами их «рождения», но и с наложением по плоскостям размыва и т. п. В частности, в теле рассматриваемой формации сонахождение песков и писчего мела, диатомитов и бентонитов и т. д. хотя и является закономерным, тем не менее не связано с единством генезиса этих пород. И все же рассматриваемый набор пород, образующих глауконитово-кремнистую формацию, может быть включен в понятие «парагенез», поскольку определение формации предусматривает не только закономерное сосуществование пород, ее образующих, но и закономерное сосуществование условий, ответственных за образование формации в целом. Применение понятия «парагенез ляется частью методического подхода к изучению формации, который

позволяет исследовать не только отдельных ее представителей (породы), но и анализировать причины более высокого порядка, обусловливающие появление данной формации на определенном этапе геологического развития Земли.

В разрезе глауконитово-кремнистой формации отмечаются определенные закономерности распределения типов пород, сменяющих друг друга как в плане, так и по вертикали (Бушинский, 1954; Шатский, 1954, 1960; Дистанов и др., 1970). Однако общие тенденции размещения пород: песчаные накопления вблизи береговой линии или в основании циклов, сосредоточение кокколитовых илов (писчего мела) в центральных частях бассейна, тяготение опок к зоне сублиторали и прибрежной части шельфа, непосредственно за песчаными пляжевыми фациями и т. п., осложняются рядом обстоятельств. При общей отчетливой тенденции циклического строения разрезов в основании циклов могут залегать различные породы. Над плоскостями внутриформационных перерывов возможно появление глауконитовых песчаников, опок, кварцевых песков, фосфоритов. Различные типы песчаных накоплений, как например, кварцевые пески и глауконитовые пески, могут либо плавно сменять друг друга, либо оказаться разобщенными в вертикальном разрезе цикла. Наконец, сами циклы чаще бывают выражены не полным набором пород, а лишь его частью с выпадением одних членов цикла и гипертрофированным развитием другах. Верхи циклов нередко бывают срезаны перекрывающими отложениями. Наряду с этим вертикальная смена одних пород другими происходит либо плавно (тогда можно говорить о «преемственности» литотипов, сменяющих друг друга), либо по резким границам. В последнем случае совсем не обязателен размыв или перерыв в осадконакоплении. Именно четкие границы чаще всего, но не всегда, наблюдаются между биогенными и абиогенными породами.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАРАГЕНЕЗОВ ПОРОД

При рассмотрении парагенезов пород, т. е. их естественных сообществ и ассоциаций возникает необходимость установить преимущественные связи, контролирующие закономерности сосуществования пород в разрезе. Для этой цели нами была предпринята попытка статистического анализа попарно сосуществующих типов пород, т. е. пород, находящихся в естественном контакте друг с другом. При этом для каждого из одиннадцати выбранных типов пород (таблица) был учтен характер контракта с выше- и нижележащими элементами разреза. Плавные переходы учитывались так же, как четкие линейные контакты. При перерыве в осадконакоплении, однозначно устанавливаемом стратиграфическими или литологическими методами (по наличию корочек ожелезнения, деструктурированных поверхностей и других признаков), учитывался контакт с «перерывом». В случае, когда приведены в соприкосновение два типа пород по контактам размыва, но без уверенного определения перерыва в осадконакоплении, учитывался контакт порода — порода. Вполне естественно, что иногда в разрезах не удается установить подошву пласта или его кровлю, как, например, при залегании подошвы ниже уреза воды или при уничтожении кровли современной эрозией. В таких случаях учитывалась либо кровля, либо подошва пласта (слоя) и контакт с перекрывающей (подстилающей) породой рассматриваемой формации.

Сумма раздельно учтенных контактов в кровле и подошве для каждого типа пород по всем изученным разрезам приводилась к 100%, а частота встречаемости контакта в кровле (подошве) с другим типом пород соответственно выражалась в процентах от общего числа случаев (таблица). В верхней горизонтальной строке таблицы перечислены те типы пород, для которых была определена частота контактирования с

·		Рассматриваемая порода										
Контактирующая порода	фосфориты	глауконито- вые пески	опоки	кремнистые глины	кремни	алевролиты	Диатомиты	пески	кварцитовид- ные песчаники	то же, исклю- чая контакты с песком	бентониты	трепелы
Контакт в кровле Мел, мергель Трепел Бентонит Кварцитовидные песчаники Песок Диатомит Алевролит Кремень Кремнистая глина Опока Глауконитовый песок Фосфорит Перерыв Контакт в подошве Мел, мергель Трепел Бентонит Кварцитовидные песчаники Песок Диатомит Алевролит Кремень Кремнистая глина Опока Глауконитовый песок	14 14 59 4 11 51 11	97 14 11 19 35 12 39 99 31 19 95 712 77 23	3 31 (0)* 6 4 6 3 16 1 21 4 1 4 1 3 20 5 3	73 14 10 4	16 13 2 4 16 4 58 18	3 6 36 42 13 5 8 35 444 8	+ 10 17 45 14 + 19 52 14 10	7 68 54 4 44 35 11 662 6 3 8 7	6 79 3 8 2 2 2 3 73 4 3 1 6 9 1	30 30 14 38 9 9 9 11 15 11 4 22 33 4	9 22 (6) 6 14 6 23 14 6 11 21 (3) 11 13 3 16 22	14 (2) 2 16 51 (2) 5 4 15 (4) 11 60 (0) 6
Фосфорит Перерыв	39	23 7	8	3	6		5	4 2	1	4	•	4

^{*} В скобках — в том числе вне флишоидных пачек, знаком плюс — отмечен контакт по литературным данным (Каптаренко-Черноусова, 1951)

другим типом пород. В вертикальном столбце приведены породы, располагающиеся в кровле и в подошве рассматриваемого пласта (слоя).

Поскольку пластовые тела кремней или фосфоритов достаточно редки, во всяком случае описанное число их недостаточно даже для первой статистической прикидки, нами были условно учтены как «слой» не только протяженные тела с четко прослеживаемыми кровлей и подошвой, но и стратифицированные цепочки галек или стяжений. Это обстоятельство определяет большую степень условности данных таблицы для фосфоритов и кремней, но тем не менее не препятствует установлению их преимущественных парагенетических связей с другими типами пород. Наконец, неодинаковая встречаемость различных типов пород и, следовательно, разное количество учтенных случаев контактов в кровле и подошве не позволяют сопоставлять признаки в таблице по горизонтали (сумма процентов в горизонтальных строчках не равна 100, а приведение к 100 недопустимо, поскольку каждая цифра в горизонтальной строке «обеспечена» различным числом учтенных случаев).

Анализ данных, приведенных в таблице, позволяет выявить некоторые тенденции и закономерности последовательной смены пород в разрезах. Так, в наибольшем числе случаев в подошве фосфоритов встречен «перерыв». Это позволяет рассматривать фосфориты в качестве главного типа пород, тяготеющего к основанию цикла в глауконитово-кремнистой формации. В кровле фосфоритов, как правило, залегают слои глау-

конитовых песков (однако весьма часто встречающихся и в подошве). Таким образом, с одной стороны, выявляется парагенетическая связь фосфоритов и глауконитовых песков, а с другой — подчеркивается тенденция глауконитовых песков к распространению также в основании пиклов.

Весьма интересным оказалось распределение в таблице состава пород, контактирующих с глауконитовыми песками и опоками. В кровле и подошве этих образований встречаются практически все другие, учтенные нами породы, что может свидетельствовать лишь о возможности их внезапного возникновения на различной стадии развития цикла и в различных фациальных зонах. Вместе с тем из данных таблицы видна связь глауконитовых песков с кремнями, бентонитами и кварцитовидными песчаниками в кровле и с фосфоритами (!), кремнями и трепелами в полошве. Для опок же наиболее отчетливо выявляется парагенетическая ассоциация с кремнистыми глинами и трепелами, с одной стороны, и алевролитами — с другой. Противопоставление алевролитов кремнистым глинам и трепелам диктуется тем обстоятельством, что собственной связи алевролитов с этими типами пород (кремнистые глины, трепелы) не обнаруживается. Ассоциация опок и кремнистых глин наиболее отчетливо прослеживается в разрезах кампана и сантона центральной части Русской платформы, где чередование этих типов пород образует так называемые полосатые серии. Не менее показательна и парагенетическая ассоциация трепел — опока. Эта пара пород образует пачки флишоидного чередования, столь характерные для разрезов верхнего мела Брянской и Калужской областей и нижнего палеогена Ульяновского Поволжья и Пензенской области.

В ассоциации опока — алевролит нашло отражение влияние фациальных условий на распределение осадков. Первичная дисперсность материала протоопок приводила к некоторому перераспределению его в бассейне седиментации, оттеснению за пределы литоральной области и, следовательно, к вводу заметной части протоопокового ила в зоны развития алевритовых илов (Муравьев, 1973).

Для кремнистых глин отмечается главная закономерность — ассоциировать в разрезах с опоками. Следует отметить, что в подошве опок кремнистые глины встречаются несколько чаще, чем в кровле. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что если с кремнистыми глинами ассоциируют бентониты, то они располагаются в кровле глин, а не в подошве.

Закономерности формирования алевролитов диктуются исключительно фациальной обстановкой и в конечном счете гидродинамикой в зоне седиментации. Появление же плотных суспензий, суспензионных потоков может привести лишь к формированию осадков смешанного петрографического состава (а не собственно алевритовых илов), что имеет место при образовании осадков протоопок, опоковидных песчаников и т. п. Ведущая роль фациального контроля при формировании алевритовых илов проявляется и в тесной ассоциации их с диатомитами. Породообразующие элементы диатомитов имеют алевритовую размерность и, следовательно, сосредоточение их в зоне той же гидродинамической активности бассейна вполне закономерно. С этой причиной связано присутствие в разрезах глауконитово-кремнистой формации широкой гаммы смешанных пород — алевролитово-глинистых диатомитов, диатомовых алевролитов (глин) и т. д.

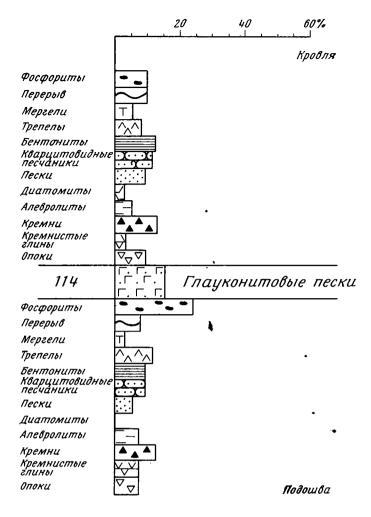
Рассмотрение преимущественных соседей песков и кварцитовидных песчаников позволяет обратить внимание на два важнейших обстоятельства. Первое связано с тем, что эти породы, вопреки ожиданиям, не заняли ведущего положения непосредственно над уровнем перерыва. Хотя песчаные серии весьма часто ложатся на различные подстилающие породы с размывом, но в подавляющем большинстве случаев эти

размывы либо не являются свидетельством перерыва в осадконакоплении, либо проблематичный перерыв был столь кратковременным, что наличие его не удается установить ни стратиграфическими, ни литологическими методами. Второй особенностью этой пары пород является подавляющая преимущественная ассоциация песок — кварцитовидный песчаник. Высокий удельный вес непосредственных контактов между этими породами связан с тем, что пласты и пластообразные тела кварцитовидных песчаников возникают в результате постседиментационной цементации хорошо отсортированных песков. Источник цементирующего пески кремнезема остается недостаточно ясным при залегании пластов кварцитовидного песчаника внутри песчаных толщ. Однако если исключить «высокий вклад» контактов песок — песчаник и обратить внимание на наиболее часто встречающиеся другие типы пород, залегающие в кровле или в подошве кварцитовидных песчаников, то окажется, что к этим типам пород относятся глауконитовые пески, бентониты и опоки. По-видимому, процессы трансформации исходного вещества этих пород при постседиментационном минералообразовании могли сопровождаться выносом кремнезема и цементацией прилегающих зон песчаных пластов. Подобная вторичная цементация лишь приконтактной зоны пласта песка, распространяющаяся на значительную глубину: (до нескольких метров), часто наблюдается исключительно отчетливо. Именно к такому типу вторично цементированных песков относится 4-м пласт нижнеэоценового кварцитовидного песчаника в карьере «Мамон» на Дону (перекрыт глауконитовым песком) или песчаники разрезов р. Тык-Бутак, в бассейне Эмбы (перекрыты бентонитами).

Преимущественные ассоциации трепелов уже рассматривались ранее при анализе других типов пород. Если исключить «высокие вклады» контактов трепелов с опоками и бентонитами (пачки флишоидного чередования), то можно обратить внимание на ассоциацию трепел — кремень. Таким образом, отчетливо проявляются три ассоциации абиоморфных кремнистых пород. Первая пара кремень — трепел, вторая пара опока — кремнистая глина и третья пара опока — трепел с частым присутствием бентонита — третьего члена ассоциации (тогда триады). Изолированное рассмотрение этих трех силицитовых парагенезов вскрывает важную закономерность, заключающуюся как бы в «бигенетичности» трепела, участвующего то в образовании пачек трепел — кремень, то в формировании пачек трепел — опока (бентонит). В то же время кремни и опоки оказываются пространственно разобщенными, равно как оказываются разобщенными кремни и кремнистые глины.

Рассмотренные закономерности позволяют сделать вывод о двух независимых источниках, порождающих абиоморфные силициты при формировании глауконитово-кремнистой формации. Первый источник обусловливает формирование кремней (и сопровождающих их трепелов) (Муравьев, 1976), второй — формирование опок, ассоциирующих также с трепелами или с кремнистыми глинами.

Поскольку текстурные и структурные признаки трепелов позволяют рассматривать их в качестве седиментационных образований, лишь минимально изменивших петрографический облик в процессе диагенеза и эпигенеза, то можно сделать и еще один вывод о высокой концентрации тонкодисперсного коагулята геля SiO₂ в бассейне при формировании кремней и опок. В случае развития триады опока — бентонит — трепел наблюдается тенденция преимущественной последовательности чередования этих типов пород снизу вверх по разрезу: бентонит — опока — трепел. Но частое выпадение внутри пачек флишоидного чередования одного из трех членов триады (чаще всего бентонита) приводит к недостаточно четкому проявлению этой закономерности. Однако указанная тенденция выступает достаточно отчетливо при непосредственном описании триад в пачках флишоидного чередования. Если бентонит не вы-

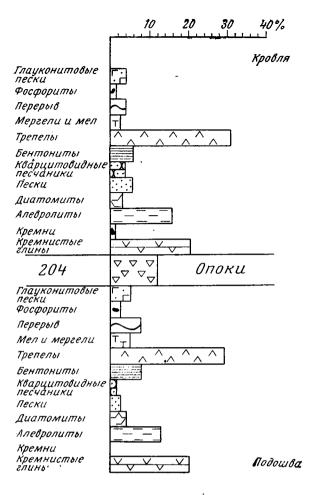


Фиг. 1. Частота встречаемости различных типов пород в кровле и подошве глауконитовых песков; цифра в строке «глауконитовые пески» — количество слоев в изученных разрезах

падает из ассоциации, то он практически всегда подстилает слой опоки, который в свою очередь сменяется трепелом. Таким образом, выпадающий вулканический пепел (будущий бентонит) сменялся илом протоопоки, выше которого осаждались лишь дисперсные продукты коагуляции геля SiO_2 (трепел).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные преимущественные парагенетические связи различных типов пород позволяют сделать вывод о возможности «внезапного» возникновения в теле глауконитово-кремнистой формации таких наиболее показательных (определяющих само название формации) типов пород, как глауконитовые пески и опоки, которые контактируют с любыми другими породами, образующими тело формации (фиг. 1, 2). Следовательно, их возникновение обязано не гидродинамике бассейна, а периодически и закономерно возникающему фактору, влияющему на весь эпиконтинентальный бассейн седиментации в целом (!). В качестве такого фактора мы рассматриваем резкую периодическую интенсифика-

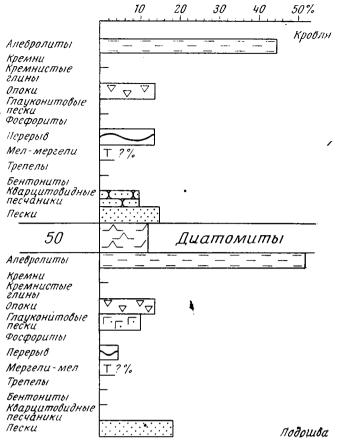


Фиг. 2. Частота встречаемости подстилающих и перекрывающих пород для слоев опок

цию эксплозивной вулканической деятельности (Коссовская, Муравьев, 1975).

Второй вывод сводится к выявлению двух независимых источников коагулята геля SiO₂ в бассейне седиментации, осаждение которого приводило к формированию слоев трепела. Первый источник связан с импульсами эксплозивного вулканизма (ассоциации опока — трепел в пачках флишоидного чередобания) и второй — с интенсивной гидротермальной подачей SiO₂ (Муравьев, 1976) в бассейн седиментации (ассоциация кремни — трепел). Весьма показательно, что в обоих случаях слои трепелов возникают лишь на значительном удалении от береговой линии бассейна. По-видимому, исходные размеры глобулярных частиц опал — кристобалита (обычно 3—10 мкм) предопределили возможность седиментации их лишь на значительном удалении от дозы литорали, а захват их массой пульпы (протоопокового ила) мог привести лишь к «поглощению» будущей опокой и органическому включению глобулярных опаловых частиц в структуру литифицированного силицита (опоки).

Наконец, достаточно очевидно резкое отличие породных ассочиаций биогенных силицитов (диатомитов) от абиогенных силицитов (фиг. 3). Возможности формирования собственно диатомитов, не разубоженных другим материалом, осуществлялись лишь в периоды ослабления эксплозивного вулканизма при одновременном действии двух важнейших



Фиг. 3. Частота встречаемости подстилающих и перекрывающих пород для слоев диатомитов

факторов: высокой биологической продуктивности кремневых организмов, с одной стороны, наличии зон низкой тидродинамической активности — с другой.

ЛИТЕРАТУРА

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

Дистанов У. Г., Копейкин В. А., Кузнецова Т. А., Незимов В. Н. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. Тр. Казанского геол. ин-та, Казань, 1970, вып. 23.

Каптаренко-Черноусова О. К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии.— Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. стратиграфии и палеонтологии, 1951, вып. 3. Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2. Муравьев В. И. О генезисе опок.— Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 4.

Муравьев В. И. Об образовании трепелов.— Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 3. Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 29, вып. 5.

Шатский Н. С. Парагенез осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.

ГИН АН СССР, Москва

Дата поступления 17.V.1976

О НАЧАЛЬНОМ ЭТАПЕ ОКАТЫВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ЗЕРЕН В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

T. A. TAPACOB

Осадки прибрежной зоны морей многими авторами рассматриваются как генетически сложные образования (Страхов, 1954; Лисицын, 1966; Невесский, 1967, и др.). В связи с этим несмотря на большое количество работ, освещающих процессы осадкообразования в береговой зоне, ряд вопросов остается еще неясным.

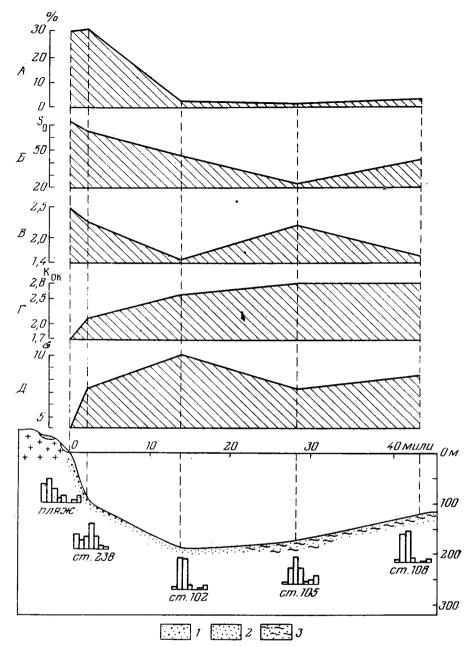
В данной работе на основе изучения окатанности песчаных зерен рассматриваются некоторые особенности питания донных осадков песчаным материалом в прибрежной зоне Баренцева моря, у Мурманска.

Исходным материалом послужили пробы донных отложений (слой 0—15 см), полученые дночерпателем «Океан», и пробы береговых образований. Коэффициент окатанности песчаных частиц определялся визуально под микроскопом МБС-1 по пятибалльной шкале А. В. Хабакова (1948) из фракции среднезернистого песка (0,5—0,25 мм). Учитывая однородность его минерального состава (в среднем 95% кварца), окатанность в каждой пробе характеризовалась на основании изучения формы 50 кварцевых зерен. Окатанность песчаных частиц определялась из проб донных отложений прибрежной зоны моря (90 проб), литорали, устьевых участков и песчаного пляжа (50 проб), древних и современных песчаных береговых террас (25 проб). Рассматривались также формы кварцевых частиц (0,5—0,25 мм) из продуктов выветривания гранитоидов, протолочки гранитоидов, кварцевой гальки и жильного кварца, так как на северном побережье Кольского полуострова наиболее распространены породы гранитоидного ряда.

Берег Кольского полуострова вблизи Мурманска, сложенный архейскими гранитоидами, абрадируется незначительно. Более или менее заметное разрушение вызвано морозным выветриванием в сочетании с абразией (Зенкович, 1937). Как правило, при разрушении коренных пород образуется крупнообломочный материал, который локализуется в заливах и губах. В устьях рек и в верховьях заливов широко развиты песчаные пляжи (Тарасов, Хасанкаев, 1974). Для открытого берега характерны валунные пляжи, приуроченные к морфологическим ловушкам.

Подводный береговой склон перекрыт тонким чехлом рыхлого обломочного материала. Местами обнажаются коренные кристаллические породы. В верхней части подводного берегового склона, примерно до глубины 60—70 м, осадки сравнительно крупнозернистые, в большом количестве присутствуют гравийно-галечный и валунный материалы, засчет которых осадки плохо отсортированы. В нижней части склона (глубина более 70 м) преобладают фракции среднего и мелкого песка.

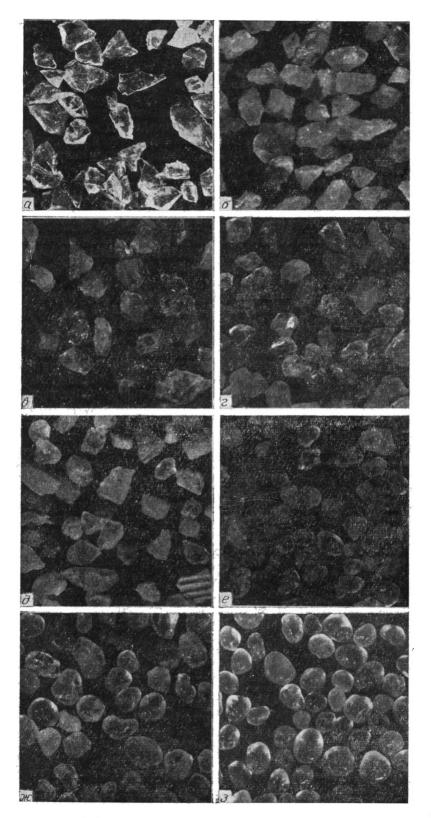
На фиг. 1 показано изменение гранулометрических параметров осадков на профиле подводного склона близ пос. Дальние Зеленцы. На расстоянии около 30 миль от берега суммарное содержание песчаных фракций (1—0,1 мм) уменьшается от 73 до 22%. В пляжевых песках и врыхлых толщах береговых террас кварцевые зерна окатаны слабо (от 3,5 до 1,7). Как правило, они располагаются в пределах первых двух классов окатанности, реже—трех. Дисперсия окатанности колеблется от 2,5 до 4,0. Зерна угловатые, естроугольные или свежеотколотые. Также слабо окатаны кварцевые зерна в песках аллювия и приустьевых участках рек (в среднем 1,6). Сравнение кварцевых зерен из береговых террас, пляжей и литоральной зоны с кварцевыми частицами среднезерни-



Фиг. 1. Изменение гранулометрического состава отложений на профиле подводного склона близ пос. Дальние Зеленцы:

A — содержание фракции 0,5—0,25 мм, %; B — суммарное содержание песчаной фракции, %; B — сортировка (S₀); Γ — окатанность (K₀x); \mathcal{I} — дисперсия окатанности (σ^2); I — среднезернистый песок; 2 — мелкозернистый песок; 3 — крупнозернистый алеврит

стого песка из продуктов выветривания гранитоидов убеждает в близости всех зерен по степени окатанности (фиг. 2). Кварцевые зерна из продуктов выветривания, как и песчаные частицы из отложений береговых террас, несколько выветрелые, ржаво-бурого цвета. Такого же цвета пленка в углублениях (ямках) на поверхности песчаных частиц, встреченных в осадках верхней части берегового склона. Количество та-



Фиг. 2. Формы кварцевых зерен фракции 0,5—0,25 мм. a — кварцевая галька; b — жильный кварц; b — продукты выветривания гранита: e — пляжевые пески; d — донные осадки, ст. 238; e — донные осадки, ст. 108; m — песчаные частицы из отложений Воронки Белого моря; a — эталонная проба; a, b, b — частицы, полученные при искусственном дроблении

ких частиц убывает с удалением от береговой линии. В осадках у отвесных скал преобладают остроугольные зерна кварца, которые не отличаются по форме от частиц, полученных при искусственном дроблении гранитоидов.

С удалением от береговой линии коэффициент окатанности возрастает от 2,1 на расстоянии 2 миль от берега до 2,8 на удалении 30 миль. В дальнейшем окатанность кварцевых зерен колеблется в узких пределах от 2,6 до 2,8. Доля угловатых частиц составляет не более 7%.

В донных осадках береговой зоны восточной части Кольского полуострова (северо-западная часть Воронки Белого моря) кварцевые зерна хорошо окатаны, преобладают частицы шарообразной формы (коэффициент окатанности свыше 3,0), иногда сходные с эталонными зернами превосходной окатанности (фиг. 2, ж, з). Очевидно, хорошо окатанные кварцевые частицы поступают в Воронку Белого моря за счет абразии берегов, сложенных четвертичными рыхлыми отложениями и эсадочными породами. Так, в донном каменном материале, поднятом драгой в Воронке Белого моря, встречался слабоцементированный песчаник с хорошо окатанными кварцевыми частицами, который при ударе легко разрушался на отдельные зерна.

Приведенные данные позволяют предположить, что в береговой зоне (пляж, литораль, сублитораль) Восточного Мурмана дезинтеграция обломочного материала преобладает над окатыванием песчаных частиц в осадках. В зоне активного гидродинамического режима отдельные обломки каменного материала, поступившие в прибрежную зону, по-видимому, легче дробятся раскалыванием по первичным трещинам, чем окатываются. Это характерно для кварцевых зерен фракции 1—0,1 мм. Согласно А. Моссу (Moss, 1962), значительное измельчение зерен фракции 5—2 мм происходит на расстоянии первых километров, тогда как

зерна фракции мельче 1 мм почти не испытывают изменений.

Можно заключить, что терригенный материал накапливается в береговой зоне Восточного Мурмана без длительной транспортировки. Истирание рыхлого материала прекращается, когда диаметр зерен достигает 0,25—0,1 мм. Угловатые песчаные зерна поступают в осадки открытого побережья с плавающими льдами и береговым припаем, а также путем флотации и подведного размыва скальных выходов. Основным источником для осадков открытого моря могут служить продукты подводного размыва древних рыхлых отложений, которые состоят, повидимому, из сравнительно окатанных песчаных зерен.

ЛИТЕРАТУРА

Зенкович В. П. Наблюдение над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу.— Уч. зап. МГУ, 1937, вып. 16.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.

Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Тарасов Г. А., Хасанкаев В. Б. К литологии пляжевых песков Восточного Мурмана.— В кн.: Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты, 1974.

Хабаков А. В. Об индексах окатанности галечников. Сов. геология, 1948. № 10. (Moss A. J. The physical nature of common sandy and pebbly deposit. Amer. J. Sci., 1962, установания в предоставления в предоставле

Мурманский морской биологический институт Кольского филиала АН СССР

Дата поступления 9.III.1976

О ГЕНЕЗИСЕ ИДИОМОРФНОГО КВАРЦА В ГАЛОГЕННЫХ ПОРОДАХ

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ, Н. В. МЕЛКОВА

Петрографо-минералогическое изучение галогенных отложений, проведенное во ВНИИГалургии на протяжении последних 35 лет, познакомило, в частности, с поведением кремнезема в различных соляных месторождениях СССР от кембрия до наших дней. Выяснены основные закономерности возникновения кремнезема в галогенных породах, пути переходов неустойчивых его модификаций в другие, наиболее стабильные вплоть до кварца и, в частности, до идиоморфной кристаллической его разновидности. Появление в печати статьи Х. Шеттлера (Schettler, 1968) о стратиграфическом значении идиоморфных кварцевых кристаллов в соляных стложениях цехштейна северо-западной Германии показывает, что вопрос о генезисе кварца в галогенных породах трактуется с иных позиций, не укладывающихся в наши фактические материалы, и нуждается в сопоставлении имеющихся наблюдений и выводов.

X. Шеттлер (Schettler, 1968) пишет: «Осаждение кремнезема в соляных формациях зависит от многих факторов, и идиоморфный кварц представляет только часть первичного количества кремнезема (стр. 111). Нам никогда не приходилось наблюдать кремнезем в виде идиоморфного кварца в соляных и в соленосных породах, который можно было бы относить именно к осажденным образованиям. В доломитовых породах нижнего кембрия Сибирской платформы, перемежающихся с ангидритовыми породами и с каменной солью, встречались тонкие $(1-2 \, MM)$ выдержанные по простиранию и падению прослоечки кремнезема, представленные халцедоном, а не идиоморфным кварцем. Там же в разрезе верхней части соленосной толщи (ангарская свита) установлена неоднократная седиментация боросиликатных отложений регнонального, маркирующего характера на огромной территории. Возникли слои породообразующего данбурита в ангидрит-доломитовых породах соленосной толщи. Однако и здесь идиоморфного кварца не отмечено. Точно так же не было выявлено ни одного примера возникновения идиоморфного кварца в условиях синседиментационного формирования каких бы то ни было других галогенных отложений.

Кратко остановимся на некоторых наших фактических материалах о поведении идиоморфного кварца в различных соленосных толщах СССР. Я. Я. Яржемским (1936) установлено, что, в частности, кварц в кембрийской соленосной толще Верхнего Приангарья является как терригенным (принесенным в составе кластического материала), так и аутигенным. В некоторых горизонтах соленосной толщи, преимущественно в составе засолоненных глинисто-доломито-ангидритовых прослоев зерна терригенного кварца нередко в послеседиментационных условиях обрастали кварцем в виде всевозможных каемок, вплоть до частых случаев образования регенерированных идиоморфных кристаллов в виде комбинаций гексагональной призмы с двумя ромбоэдрами, с преобладанием призмы. Кристаллы кварца в некоторых нерастворимых остатках в 5%-ной НСІ играют весьма заметную роль (размер зерен от 0,05 до 0,25 мм) вплоть до 95% от всего минерального состава легкой фракции. 40 лет назад был еще неясен первоисточник кремнезема в кембрийских галогенных породах Восточной Сибири, но его вторичный (послеседиментационный) характер уже и тогда не вызывал никаких

В течение почти 40 лет нами наблюдались многочисленные кристаллы кварца разнообразного аутигенного образования в месторождениях

каменной и калийных солей различного геологического возраста. Вторичный кварц известен в каменной соли Ново-Карфагенского (нижняя пермь Донбасса) и Стебникского (миоцен Прикарпатья) месторождений (Яржемский, 1949). К этому времени уже было выяснено, что во всех случаях, где устанавливается эпигенетический кварц в галитовых породах, он всегда находится в том или ином парагенезисе с веществом соляной глины, спорадически распространенной в галитовой породах.

При анализе формирования боратов на примере одной из гипсовых шляп Прикаспия изучено разнообразное минералообразование, в том числе взаимные переходы боратов на фоне сложных и многогранных явлений карбонатизации, огипсования, силицификации и других гипергенных процессов, которым подвергались многочисленные боратовые тела (Яржемский, 1968). Следует подчеркнуть, что изменения в боратовых телах гипсовой шляпы в послепермское время были обусловлены воздействием комплекса именно гипергенных процессов без каких-либо следов участия гидротермальной деятельности. В частности, при установлении проявлений силицификации в боратовых (преимущественно существенно ашаритовых и др.) телах были обнаружены в качестве новообразований данбурит, ряд магнезиальных гидросиликатов, хлорит, опал, халцедон, идиоморфный кварц.

Данные об идиоморфном кварце месторождения каменной соли Серегово в Коми АССР девонского возраста приводятся в работе Н. В. Мелковой (1969). Кристаллы кварца из глинистой массы «обращены» в сторону галита, образуя своеобразные каемки вокруг галопелитовых участков. Как правило, вместе с кристаллами кварца в каменной соли встречаются крупные пластинчатые кристаллы гематита (до 0,7—0,9 мм в поперечном сечении). Часто кристаллы кварца зональны, что говорит об их прерывистом росте. Зоны подчеркнуты гематитовыми включениями, нередко объясняющими появление красной окраски различной интенсивности. В ряде случаев внутри идиоморфных контуров продолжает сохраняться агрегатное строение, свидетельствующее о неполной перекристаллизации. Помимо идиоморфного кварца, врастающего в галит, в самой галопелитовой породе отмечается аутигенный кварц агрегатного строения.

Таким образом, на контактах каменной соли с галопелитовой породой произошла сильная перекристаллизация галита и одновременно в значительной степени оказалось разложенным собственно глинистое (алюмосиликатное) вещество. В результате этого разложения освободившийся кремнезем способствовал образованию и росту аутигенного (и, в частности, идиоморфного) кварца. Закисное железо алюмосиликатной части галопелитового вещества, претерпевая окисление, шло на образование гематита.

Проявления послеседиментационных процессов собирательной кристаллизации ангидрита, карбонатов, гидратации ангидрита и образования аутогенного кварца Верхнекамского калийного месторождения описаны Н. В. Мелковой (1974). Кварц прослежен по всему разрезу переходной толщи и в соляных, и в сульфатно-мергелистых пластах. Появление халцедоновидного кварца, несомненно, связано с частичным разложением собственно глинистых алюмосиликатных компонентов галопелитового вещества. Как правило, все новообразования кварца приурочены к галопелитовому веществу и развиваются около него. Особенно много кварца появляется на контактах каменной соли с сульфатно-карбонатно-глинистой породой, когда кварц с халцедоном образуют гирлянды, вытянутые в виде прослоя. Халцедон-кварцевые новообразования встречаются иногда в виде конкреций и розеток. В центральной их части местами наблюдаются реликтовые включения галита, пронизанного лучистыми образованиями кварца.

По многочисленным изученным нами материалам главная причина возникновения идиоморфного кварца в галогенных породах стоит в связи с проявлениями в них процессов гипергенеза. В составе соляных пород и перемежающихся с ними галопелитовых, засолоненных доломитоангидритовых, ангидритовых и других отложений обычно имеются терригенные и хемогенные компоненты, в которых известную роль играют алюмосиликатные минералы. Все эти образования сохраняются в более или менее стабильных состояниях лишь до той поры, пока толща галогенных пород не вовлечена в сферу гипергенных изменений. Но как только они начинают проявляться, алюмосиликаты подвергаются сначала малозаметному, а затем — все более и более интенсивному разложению. Появляющаяся, в частности, в числе различных продуктов кремнекислота приводит к образованию опаловых, халцедоновых, кварцевых и других новообразований. Возникающий при этом кварц чаще не обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом, однако нередки его единичные и групповые прекрасно образованные правильные кристаллические формы, обычно толстопризматические, увенчанные одной или двумя головками. Особенно часто возникают группы кристаллов идиоморфного кварца вокруг галопелитовых участков или прослоев, находящихся в каменной соли. В таких случаях кристаллы кварца растут в буквальном смысле этого слова из галопелитового вещества в стороны окружающего галита и образуют вокруг него гирлянды, венцеобразные и другого вида срастания.

Появление значительных количеств кристаллов идиоморфного кварца происходит, по X. Шеттлеру, преимущественно в верхних частях разрезов изученных им соляных толщ. В частности, кристаллы идиоморфного кварца очень часто встречаются в верхнем стассфурте, он пишет, что «... в более глубоком участке этой соли кварцевые минералы весьма спорадические, в особенности, если соль очень чистая»

(стр. 112, разрядка наша — \mathcal{A} . \mathcal{A} . и \mathcal{H} . \mathcal{M}).

В свете приведенных материалов о послеседиментационных первоисточниках возникновения аутигенного (и, в частности, идиоморфного) кварца в галогенных породах становятся ясными причины преимущественного развития кварца в гипсометрически верхних частях разрезов соляных и соленосных толщ, в которых наиболее полно могут проявляться многогранные результаты процессов, в частности гипергенеза. И естественно, если соль чистая и не содержит вовсе галопелитовой примеси, то в ней роль аутигенного кварца оказывается ничтожной, так как исчезает первоисточник послеседиментационного кремнезема.

В упомянутой статье Х. Шеттлера, а также в разделе о дискуссии к ней (стр. 127) по вопросу образования идиоморфного кварца в соляных формациях цехштейна, автором придается большое значение предполагаемой деятельности гидротермальных растворов. В связи с этим заслуживают внимания сомнения Х. Борхерта, полагающего, что следовало бы привести дополнительные доказательства по этому выводу, так как «магматическая активность» во время цехштейна является весьма сомнительной (стр. 127). Там же приводятся, однако, и соображения Х. Шеттлера о том, что... «В районе Везер-Эмс гидротермальное влияние во время цехштейна и в более поздние периоды связано со сбросами больших смещений.» Надо полагать, что связь между образованием кристаллов идиоморфного кварца в соляных формациях рассматриваемого региона северо западной части Германии и гидротермальной деятельностью является проблематичной, не доказанной.

В заключение мы приводим два основных положения: 1) при возникновении идиоморфного кварца в галогенных породах кремнезем появляется в результате послеседиментационных, преимущественно гипергенных процессов, приводящих к разложению алюмосиликатного вещества в галогенных отложениях; о влиянии гидротермальных растворов

на эти процессы мы не располагаем личными наблюдениями; 2) трудно допустить, чтобы идиоморфный кварц мог служить корреляционным

стратиграфическим критерием в соляных толщах.

Как показывают материалы последнего времени, особенно ценные выводы в отношении условий формирования галогенных образований дает всестороннее комплексное изучение собственно глинистой части галопелитового вещества (около 0.001 мм), которое стало весьма эффективным благодаря применению новых методов исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Мелкова Н. В. О находке талька в каменной соли Сереговского месторождения.— Тр. ВНИИГ, 1969, вып. 54.

Мелкова Н. В. Петрографическая характеристика пород переходной толщи южной части Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, 1974, вып. 68.

Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья.— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1936, вып. XVI.

Яржемский Я. Я. О вторичном кварце в галитовых породах.— Докл. АН СССР, 1949, т. XIV, № 5.
Яржемский Я. Я. Вопросы формирования боратов. Л., «Недра», 1968.

Schettler H. The stratigraphical significance of idiomorphic quartz in the saline formations of the Weser-Ems area, north-western Germany. Geology of saline deposits, Proc. Hanover Symp.— Earth sci., 1968, v. 7.

всегеи. Ленинград Дата поступления 10.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

МЕТОДИКА

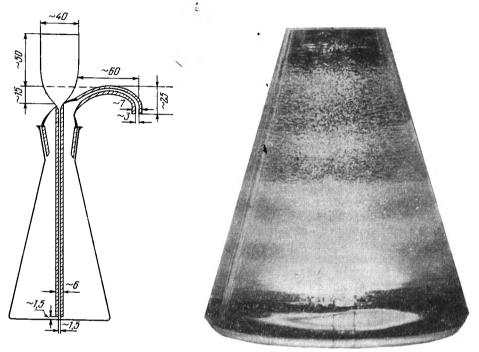
УДК 549.514.51

АНАЛИЗ ГЕТЕРОГЕННОСТИ КВАРЦА В ЗЕРНАХ МЕТОДОМ СТУПЕНЧАТОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ЖИДКОСТИ

М. Я. КАЦ, Е. Ф. ДОЛГОПОЛЬСКАЯ

Перспективность анализа гетерогенности кварца в зернах с помощью гравитационной градиентной трубки хорошо известна (Кац. 1966; Кац. Симанович, 1974). Однако таким методом можно анализировать с должной точностью плотностные свойства, а также минералогию включений в разных типах зерен мономинерального образца лишь на малых навесках (≲ 1 г). Между тем для решения ряда вопросов, в частности детального анализа разных типов зерен в шлифах, химическим или спектральным методами, методом декрипитации и т. п., необходимо выделение плотностных фракций практически с той же точностью из навесок в десятки и более граммов. Такое исследование даже с помощью широкой (>100 мм) градиентной трубки можно выполнить лишь с существенно меньшей точностью (Кац, Рассказов, 1973). Поставленная задача разрешима методом ступенчатого изменения плотности жидкости в конусе. Аналогичная техника эксперимента при более грубом выделении плотностных фракций (на примере глауконита) с шириной интервала $\geqslant 0.02 \ e/cm^3$ описана (Кац. 1973). Однако для анализа гетерогенности кварца в зернах такая точность недостаточна: следует выделять фракции с шириной интервала $< 0.005 \ c/c M^3$. Это потребовало модернизации метода.

1. Деление проводят в стандартной конической стеклянной колбе объемом 500 мл. В пробку, которой служит вакуумный шлиф № 29, впаяны воронка с капиллярным толстостенным отростком, достигающим дна колбы, и боковой отросток (фиг. 1). На дно колбы помещают исследуемый образец. Затем закрывают пробку шлифа. Смазкой шлифа служит рабочая жидкость. Заготовляют рабочие жидкости с требуемым шагом по плотности и заливают их на дно колбы через воронку последовательно по мере увеличения плотности, начиная с самой легкой. При вливании очередной более тяжелой жидкости всплывают зерна, плотность которых меньше плотности этой жидкости. В результате зерна разделяются в серию страт (фиг. 2). Это напоминает рассеивание зерен на комплекте сит. Плотность зерен каждой страты больше плотности верхней, но меньше плотности нижней смежных жидкостей. Наливая на дно конуса еще более тяжелую жидкость (выталкивающую), можно собрать зерна каждой страты через боковое отверстие в пробке шлифа. Для предотвращения застойных мест (ловушек для зерен) торец пробки шлифа с внутренней стороны конически шлифуется, впайки бокового отростка и воронки в пробку также должны быть сделаны должным образом (см. фиг. 1). Результаты многочисленных экспериментов показывают, что при разности плотности двух смежных жидкостей ≥0,005 г/см³ легко подобрать такую скорость течения (или время проведения опыта при заданных условиях), чтобы смежные жидкости практически не перемешивались за счет конвекции при наливании на дно очередной из них. Влиянием диффузии за время опыта можно пренебречь. Для поддержания необходимой скорости течения жидкости отросток воронки делают из узкого капилляра (внутренний диаметр ~1,0—1,5 мм). Кроме того, до опыта колбу заполняют балластной жидкостью с плотностью, меньшей, чем у самой легкой рабочей жидкости, чтобы скорость течения



Фиг. 1. Схематический разрез колбы с пробкой для анализа гетерогенности кварца в зернах

Фиг. 2. Страты зерен кварца (фр. 0,20—0,31) разной плотности, полученные в конусе жидкости со ступенчатым изменением плотности. Шаг по плотности $\sim 0.005 \ e/cm^3$. Навеска 30 e

не зависела от уровня жидкости в колбе. Для уменьшения скорости течения можно в капилляр вставить проволочку. До опыта образец кварца кипятят 5—10 мин. в 10%-ном растворе соляной кислоты (для снятия возможных железистых пленок), отмывают и высушивают. Перед вводом в колбу зерна кварца кипятят примерно 5 мин. в спирте, а затем заменяют спирт рабочей жидкостью (смесь бромоформа с диметилформамидом).

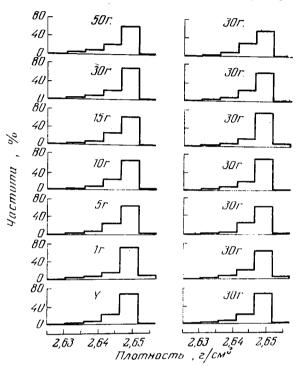
2. Термический коэффициент объемного расширения рабочей жидкости равен $95 \cdot 10^{-5}$ град $^{-1}$ (Кац, 1966), т. е. при изменении температуры на 1° С плотность жидкости изменяется на $\sim 0,0025$ г/см 3 . Мы подгоняли плотность жидкости под необходимую при комнатной температуре в пределах $\pm 0,2^{\circ}$ С. В этих опытах наиболее важно постоянство температуры в определенных границах, а не абсолютное значение ее, ибо термический коэффициент объемного расширения кварца на один-два порядка меньше, чем у тяжелых жидкостей. Погрешность за счет непостоянства температуры жидкости была примерно в 10 раз меньше, чем шаг по плотности ($\sim 0,005$ г/см 3). Каждая жидкость готовилась в ста-

кане емкостью \gg 0,5 Λ с крышкой, мешалкой и термометром с ценой деления 0,1° С. В каждом опыте готовились четыре жидкости: самая легкая, балластная; с малой и большой плотностью — для получения путем смешения всех жидкостей с требуемой промежуточной плотностью; самая тяжелая жидкость — для выталкивания из конуса в сборник фракций зерен с данной плотностью, выделенных в отдельные страты.

3. Все промежуточные жидкости с требуемым шагом по плотности были получены смешением в соответствующих пропорциях одних и тех же двух жидкостей. Они готовились наиболее тщательно: при рабочей температуре плотность каждой из них подгонялась под необходимую методом «тонет — всплывает» при помощи двух калиброванных реперов

плотности. Для этого использовались две пары реперов со следующими значениями плотности: 2,6317 2.6334 e/cm^3 : И 2,6580 и 2,6594 г/см³. Поскольку разность концентраций бромоформа в этих двух жидкостях очень мала (разность их плотности примерно в 70 раз меньше, чем разность плотности бромоформа и диметилформамида), то эндотермический эффект при их смешении, как показывают результаты экспериментов, не играть существенной роли.

4. По мере поднятия страт зерен в конусе их площадь уменьшается, а толщина увеличивается; границы поэтому страт размываются. Какой-то процент зерен с промежуточной плотностью флотимежду стратами (фиг. 2). В этих условиях визуально контролировать прохождение через выходное отверстие каждой страты затруднитель-



Фиг. 3. Гистограммы распределения зерен кварца поплотности для контрольных опытов. Слева внизу показана усредненная гистограмма (V). Каждый опыт проводился примерно 2,5 часа. Исследовался образец многократно переотложенного, стекольногокварцевого песка (Новоселовский карьер, Харьковская область, деревня Новая Водолага)

но. Поэтому контроль осуществлялся отбором мерного объема жидкости с зернами. Вначале отбирался объем балластной жидкости, но на 50 мл меньше, чем заливалось ее для заполнения всего объема конической колбы до выходного отверстия. Затем отбиралось по 100 мл на каждую фракцию (на каждую страту зерен), т. е. по 50 мл каждых двух смежных по плотности жидкостей. Именно в этом объеме должна быть страта с зернами, плотности которых лежат между плотностью этих жидкостей, так как каждой жидкости с заданным шагом по плотности заливалось по 100 мл.

5. Был проведен независимый контроль результатов экспериментов с помощью комплекта реперов с близкой плотностью (с интервалами в 0,001). При этом оказалось, что истинная плотность жидкости в каждой страте на $\sim 0,003~e/cm^3$ меньше расчетной величины, вычислен-

ной исходя из плотности двух исходных жидкостей и их объемных концентраций при смешении. Это можно объяснить техникой эксперимента. Каждая тяжелая жидкость может частично разбавиться предыдущей более легкой жидкостью за счет следующих причин: остатков жидкости в воронке, пленок жидкости, прилегающих к поверхности каждого зерна, незначительных явлений турбулентности при наливании очередной тяжелой жидкости в конус и т. п. Шкала плотности приведена с учетом этого явления (фиг. 3). Однако и в этом случае гистограмма оказывается сдвинутой вправо (в область большей плотности) на 0,001—0,002 по сравнению с результатами измерений в градиентной трубке, когда и реперы плотности и исследуемые зерна находятся при более высокой температуре (примерно на 20° C), чем при работе с конусом. Это, по-видимому, обусловлено различиями термических коэффициентов объемного расширения кварца и оптических стекол, из которых сделаны реперы плотности.

Из результатов измерений (фиг. 3) видно, что рассматриваемым методом можно с достаточно хорошей воспроизводимостью делить на фракции с шириной интервала $0,005\ e/cm^3$ мономинеральный кварц в зернах при навеске до $50\ e$ и размере зерен $>>0,2\ mm$. Естественно, что это должно быть справедливо и в отношении многих других минералов. Последующие эксперименты позволят выяснить, можно ли идентичным методом с достаточной точностью делить еще более крупные навески при меньшем размере зерен.

Рассмотренная техника эксперимента достаточно точна для анализа гетерогенности кварца в зернах при больших навесках и существенно проще, чем в методе гравитационной градиентной трубки, ибо требует лишь калиброванных реперов плотности и простых стеклянных деталей вместо несерийного прибора. Однако пока величина систематических потрешностей измерения плотностных свойств кварца в зернах при описываемом методе больше, чем при методе градиентной трубки— с малой навеской образца; в частности, погрешность определения средней плотности образца при ступенчатом изменении плотности жидкости в конусе составляет 0,001—0,002, что примерно в 2 раза больше, чем при анализе с помощью гравитационной градиентной трубки.

ЛИТЕРАТУРА

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— Гр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1966, вып. 158.

Кац М. Я. Разделение минералов с помощью реперов плотности.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.

Кац М. Я., Рассказов А. А. Широкая гравитационная градиентная трубка для сепарации минералов.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.

Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород.— Тр. ГИН АН СССР. М., «Наука», 1974, вып. 259.

ГИН АН СССР, Москва Дата поступления 13.XII.1974

О РАЗВИТИИ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В СССР ЗА 1975 г.

Центральное статистическое управление при Совете Министров СССР опубликовало 1 февраля 1976 г. в газете «Правда» сообщение «Об итогах выполнения Государственного плана развития народного хозяйства СССР в 1975 году». Ниже приведены данные из этого сообщения, относящиеся к промышленности минеральных ресурсов 1.

Производство важнейших видов продукции в целом по стране составило:

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·]	1975 г. по сраг	внению с 1974 г,
Вид продукции	Произведено в 1975 г.	в процентах	произведено больше
Электроэнергия, млрд квт-час	1038	106	62,7
Hефть, млн τ	491	107	31,8
Газ, млрд м ³	289	111	28,7
$\mathbf{y}_{голь}$, млн r	701	102	16,8
Чугун, млн т	103	103	3,1
Сталь, млн т	141	104	5,0
Железная руда, млн r	233	104	8,0
Минеральные удобрения, млн r :			
в условных единицах	90,2	112	9,8
в пересчете на 100%-ное содержание пита- тельных веществ	22,0	114	2,6
Сода кальцинированная 100% , млн τ	4,7	105	0,2
Сода каустическая 100% , млн τ	2,4	110	0,2
Серная кислота, млн т	18,6	112	2,0
Цемент, м π τ	122	106	6,9
Сборный железобетон, млн м ³ изделий	114	105	5,3
Шифер, млрд условных плиток Фарфоро-фаянсовая и майоликовая посуда,	7,8	106	0,5
млн. шт	992	107	64,1
Сортовая посуда (из стекла и хрусталя), млн руб.	335	114	41,7

Увеличилось производство цветных и редких металлов, продуктов нефтехимии, нефтепереработки и других видов продукции. Возросли разведанные запасы полезных ископаемых.

Капитальное строительство. Ввод в действие важнейших производственных мощностей за счет строительства новых, расширения и реконструкции действующих пред-

приятий характеризуется следующими данными (см. пол. 172).

На действующих предприятиях производственные мощности увеличились в результате механизации и интенсификации производства, улучшения технологических процессов, модернизации оборудования, реконструкции агрегатов и проведения других организационно-технических мероприятий. За счет этого в 1975 г. мощности по производству чугуна увеличились на 1,4 млн т, стали — на 2 млн т, готового проката черных металлов — на 1 млн т, металлорежущих станков — на 4,3 тыс. шт, цемента — на 1,3 млн т.

В электроэнергетике вступили в строй действующих Токтогульская ГЭС и первый агрегат на Зейской гидроэлектростанции. С вводом второго энергоблока мощностью 1 млн кВт завершено строительство первой очереди одной из крупнейших в мире

 $^{^{1}}$ Аналогичное сообщение за 1974 г. опубликовано в нашем журнале в № 6 за 1975 г.

Предприятие, продукция	Мощности, введенные в действие в 1975 г.
Электростанции, млн кВт	13
Уголь, млн т	24,7
Железная руда, млн т	$\bar{27}, \dot{3}$
Чугун, млн т	1,8
Сталь, млн. т	
Прокат черных металлов (готовый), млн т	4 3,3
Минеральные удобрения (в условных единицах), млн т	11.7
Цемент, млн т	4,4 12
Стекло оконное, млн м ²	12
Фарфоро-фаянсовые изделия, млн. шт	178
Нефтепроводы и нефтепродуктопроводы магистральные,	
THIC. KM	· 4 ,5
Газопроводы магистральные и отводы от них, тыс. км	· 4,5 7,3

Ленинградской атомной электростанции. На Углегорской и Запорожской ГРЭС вошли в строй энергоблоки по 800 тыс. $\kappa B \tau$. Сдана в эксплуатацию линия электропередачи напряжением 750 $\kappa B \tau$ Ленинград — Конаковская ГРЭС протяженностью свыше 500 κm .

В нефтеперерабатывающей, нефтехимической и газовой промышленностях приняты в эксплуатацию новые крупные мощности на Новогорьковском, Уфимском, Кременчугском, Мозырском нефтеперерабатывающих заводах; вступила в строй вторая очередь газоперерабатывающего завода в Оренбурге.

В угольной промышленности сданы в эксплуатацию шахты «Воргашорская» № 1. (Коми АССР), «Первомайская» (Кемеровская область), «Западно-Донбасская» № 25/

/26 (Днепропетровская область).

В черной металлургии вошли в строй четвертая доменная печь на Карагандинском металлургическом комбинате, кислородно-конверторный цех № 2 мощностью 4 млн т стали в год на Новолипецком металлургическом заводе, широкосплавный стан. «2000» на Череповецком металлургическом заводе, седьмая коксовая батарея мощностью 1 млн. т кокса в год на Западно-Сибирском металлургическом заводе, мощностью 1 объеми обогащению железной руды на Лебединском, Новокриворожском, Качканарском, Соколовско-Сарбайском и Днепропетровском горно-обогатительных комбинатах.

В цветной металлургии введены в действие первый пусковой комплекс Таджикского алюминиевого завода, вторая очередь Маднеульского горно-обогатительного комбината (Грузинская ССР). Увеличены мощности действующих предприятий.

В химической промышленности сданы в эксплуатацию крупные комплексы по производству минеральных удобрений и сырья для них в Ровеньском и Новомосковском объединениях «Азот», Сумском объединении «Химпром», на Ионавском заводе азот-

ных удобрений и ряде других предприятий.

В промышленности строительных материалов вступила в строй крупнейшая встране линия по производству цемента сухим способом на Новокарагандинском цементном заводе. Введены новые технологические линии по производству цемента на ряде действующих заводов, мощности по производству мягких кровельных материалов, оконного и полированного стекла, асбестоцементных труб, сортового асбеста, керамических плиток.

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1976 г.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1976 ГОД

	77 463		
	Н. Абдуллаев, Х. А. Ализаде, М. Б. Хеиров. Минералогия и генезис бентони-	№	1
	гов Дашсалахлинского месторождения Азербайджана	145	1
	гипергенные изменения в отложениях позднего мела Воронежской антеклизы	N₂	4
И.	Г. Берзина, М. И. Карпов, Р. Ш. Харитонова. О распределении урана в плат-		-
	форменных фосфоритах желвакового типа	№	2
₿ .	З. Блисковский. О курските и франколите	№	3
Л.	И. Боголюбова, С. М. Махмутова, А. Л. Соколова. К методике выделения		
	фракции глинистых минералов из современных осадков, обогащенных орга-		_
17	ническим веществом	№ No	
MI.	Д. Булгакова. Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области И. Виноградов, Т. О. Реймер, А. М. Лейтес, С. Б. Смелов. Древнейшие суль-	145	Э
, Б.	фаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов		
	и эволюция кислородной атмосферы Земли	N₂	4
И	И. Волков, Е. Г. Соколова. Геохимия селена в осадках Черного моря	№	-
	И. Гинзбург, И. А. Летушова. Опыт применения химико-петрографических		
	методов исследования горючих сланцев на примере Ново-Дмитровского ме-		
.,	сторождения Украины	№	4
M.	А. Глаголева, В. А. Коннов, Ю. П. Парахони, Т. А. Ягодинская. Химические	3.0	^
T	элементы в осадках северо-восточной части Тихого океана	N_{2}	b
4.	жений Норильского района (северо-запад Сибирской платформы)	№	6
.E.	М. Емельянов, А. И. Блажчишин, Г. С. Харин. О роли эндогенных источни-	0 12	U
_,	ков в формировании химического состава осадков Северной Атлантики .	№	5
Α.	Г. Жабин, Н. А. Пирижняк, Н. С. Самсонова. Рудные обломки в осадочно-		
_	вулканогенных породах месторождения Сибай на Урале	№	4
. B .	Н. Живаго, В. В. Серова. Минералогия эоловой взвеси над центральными	3.0	
n	районами Тихого океана	N_{2}	ı
D .	П. Зверев, П. П. Тимофеев. Гидрогеохимические фациальные среды современного осадконакопления Колхиды и направление преобразования минераль-		
	ного вещества в процессе седиментогенеза	№	1
В.	Н. Золотарев. Ранние диагенетические изменения химического состава рако-	• •-	•
	вин морских моллюсков	N_{2}	3
М.	Е. Каплан, Е. Н. Роднова. Эволюция состава триасового терригенного ком-		
.,	плекса Восточного Таймыра	№	1
MI.	Е. Каплан, М. Н. Вавилов. Состав и генезис битуминозных отложений триаса	№	_
и	северо-востока Сибири	145	Э
	таноносных россыпей по скорости падения в воде и крупности зерен	N∘	9
.Γ.	К. Керимов, И. Э. Эфендиев. О распределении и генезисе глинистых минера-	• ••	-
	лов в осадочных формациях Дагестана	№	6
. A .	И. Конюхов, Д. Е. Гершанович. Глинистые минералы в осадках северо-запад-		
	ной части Индийского океана и некоторые особенности терригенного осад-		_
C	кообразования	№	3
٠٠.	Г. Краснов, А. А. Каплан. О генезисе янтареносных отложений палеогена Ка-	N₂	. 4
H	лининградской области по данным литологических исследований	245	4
		№	5
. B .	осадков Черного моря		J
	оз. Ханка	\mathcal{N}_2	4
₿.	Б. Курносов, И. О. Мурдмаа. Глинистые минералы в современных осадках	• •	_
u	окраинных морей западной части Тихого океана	№	5
л.	А. Лисицына, Г. Ю. Бутузова. Цеолиты в осадках литологического профиля	№	9
	через Тихий океан	145	

Η,	А. Лисицына, Г. Ю. Бутузова, О. А. Дворецкая. Донные осадки на профиле	
Я.	через Тихий океан	№ 6: № 5:
	П. Метелкина, Б. И. Прокопчук. Верхнепротерозойские конгломераты северо-	342 04
	востока Сибирской платформы — возможные промежуточные коллекторы ал-	
Ю	мазов	№ 4
10,	строение основных типов фосфоритов	Nº 1′
Б.	М. Михайлов, Л. В. Клекль. Гипергенно-метасоматический генезис некоторых	• • •
_	бокситов КМА	№ 11
Б.	М. Михайлов. Время и условия образования латеритных покровов современ-	№ 6
В.	ной тропической зоны Земли	Nº 3:
	А. Озол. Основные особенности геохимии бора и условия формирования его	
	месторождений вулканогенно-осадочного типа	№ 3
	Г. Патык-Кара. Виды и особенности зональности оловянных россыпей М. Пахаруков, М. М. Кравченко, В. В. Соловьев, В. К. Шаханов, В. Д. Тян.	№ 2
11.	Гипергенные изменения ильменита месторождения Караоткель в Казах-	
_	стане	Nº L
Д.	Н. Пачаджанов, И. П. Адамчук, Н. Д. Мельникова. Влияние условий форми-	
	рования на химический состав нижнемеловых глинистых отложений Тад-жикской депрессии	Nº 4
В.	А. Проценко. Роль условий накопления вмещающих пород в формировании	145 A
	рудных горизонтов Водинского месторождения самородной серы	№ 3
Ľt	облемы советской литологии в новой пятилетке (передовая)	№ 2
D.	П. Ризун, А. П. Медведев, Е. И. Чиж. Формации осадочного чехла Волыно-Подолья	№ 3°
Γ.	Ф. Рожков. Коэффициенты асимметрии и вариации гранулометрического со-	112 0
_	ства осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации	№ 6
	В. Розанова. О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса.	№ 2°
U.	М. Розен, О. В. Горбачев, В. А. Теняков. К особенностям литологии и гео- химии одного из вероятных типов осадочных аналогов метаморфических по-	
	род основного состава (параамфиболитов)	№ 4
0.	В. Савчинская. Об условиях образования писчего мела юга Русской платфор-	
P	мы по палеоэкологическим данным	№ 5
ъ.	ных осадков восточной части Индийского океана	№ 2
И.	М. Симанович. Определение первичных источников сноса по обломочному	. –
_	кварцу	№ 3 [.]
E.	А. Соколова. К вопросу о генезисе стратиформных месторождений (на примере марганцевых месторождений Кубы)	№ 2
Т.	Н. Соколова, В. А. Дриц, А. Л. Соколова, К. А. Степанова. Структурно-мине-	U1: 4
	ралогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из со-	
4	леносных отложений купола Индер	№ 6
л.	ригенно-вулканогенные минералогические провинции Атлантического океана	№ 6
E.	Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин. О распространении и происхождении давсонита	№ 3
Н.	М. Страхов. Условия образования конкреционных железо-марганцевых руд	
н	в современных водоемах	№ 1 № 6*
	Н. Суслова, В. В. Хохлов, В. И. Латикайнен. Расчленение пара- и ортоам-	012 U*
	фиболитов по геохимическим данным с применением дискриминантной функ-	
п	The Three transfers of the Total Control of the Tot	№ 2°
11.	П. Тимофеев, И. И. Бебешев, С. Р. Мавлянов. Палеогеография нижне- и среднеюрского времени накопления угленосных отложений Гиссарского	
		№ 3.
Т.	хребта Н. Хераскова. Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклинория	
R	(Улутау, Центральный Казахстан)	№ 4
Ъ.	минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья	№ 5.
Ю	. Г. Цеховский. О заполнении бокситами карстовых депрессий на Аркалык-	
A	ском месторождении в Казахстане	№ 2
Α.	Г. Черняховский, Л. Пеньяльвер. Некоторые закономерности возникновения и распространения гиббсита и бемита в корах выветривания и четвертичных	
	отложениях Кубы	№ C
A.	Г. Черняховский, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова. Типизация, генезис и гео-	
^	графия современных кор выветривания	№ 2
U.	Г. Эпштейн. Механизм образования слоистости в верхнепермских отложениях южной части Яно-Колымской складчатой области	Nº 6.
0.	В. Япаскурт. Преобразования песчаников протерозоя Южного Улутау при	
	переходе от эпигенетической к раннеметаморфической стадии	№ 5.

Краткие сообщения

С.	Т. Амиров, Я. М. Елчиев, Х. С. Мамедов. Рентгеновское исследование цеоли-	№ 3.	
Α.	тов Нахичеванской АССР С. Войновский. О субстрате пироксеновых гнейсов северной части Ингуло-	Nº 2	
Н.	Ингулецкого района Украинского щита		
T .	месторождения	№ 2 [^]	
	логии глауконита верхнего рифея Южного Урала (района г. Миньяра) . С. Кормилец. О количественной гидрогеохимической оценке степени доло-	№ 1	
	митизации карбонатных пород в зоне катагенеза	№ 4`	
	с гидроокисью железа	№ 4'	
	ций урана в аридных районах	№ 1	
В.	подножий	№ 4 № 6-	
Α.	М. Пустыльников. О происхождении боратовой минерализации в кембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы	№ 2	
О.	О. Разумовский, Э. Д. Кузьменко. К вопросу установления связи бокситов Северо-Онежского района с породами дорудного рельефа	№ 3:	
P.	С. Родин. О дальности переноса галек бокситов в низовьях р. Подкаменной Тунгуски	№ 2	
_	Е. Сакс, А. Н. Гавшина. Перенос касситерита водными потоками А. Тарасов. О начальном этапе окатывания лесчаных зерен в береговой зоне	№ 2	
	Баренцева моря	№ 6.	
	ского углерода в бокситах	№ 3	
_	Н. Тихвинский. Закономерности накопления хлористых калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне	№ 1	
	Цветичанин. Петрографический состав каменных углей в месторождениях Югославии разного возраста	№ 1	
	Г. Челидзе. К минералогии кремнезема в силицитах Закавказья Н. Шванов, О. А. Наливкина. Разрушение обломочных хромшпинелидов в	№ 1 [,]	
	условиях глубокого эпигенеза и начального метаморфизма	№ 4	
Я.	тическими преобразованиями вмещающих их пород	№ 4	
	ных породах	Nº 6-	
	Методика		
М.			
	Я. Кац, Е. Ф. Долгопольская. Анализ гетерогенности кварца в зернах мето-	NG G	
В.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 6	
	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5	
В.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости		
В. Л.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5	
В. Л. Л.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5-	
В. Л. Л.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5 № 5 № 1 № 5	
В. Л. Л.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости А. Самаркин. Количественный термографический анализ пород и руд экзогенных серных месторождений Г. Фекличев. Массовые измерения светопреломления транатов из осадочных пород на приборе ППМ-1 Е. Штеренбере, А. Б. Шеко, И. С. Кудъяров. Усовершенствование метода О. П. Мира, М. Л. Джексона Е. Штеренберг, Н. Л. Калашникова, Е. М. Нактинас. К методу определения форм железа в природных водах В. Эйриш. Изучение кристаллической структуры органо-монтмориллонитовых комплексов с применением методов электронной микроскопии и микродифракции	№ 5 № 5 № 1 № 5	
В. Л. Л.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5 № 5 № 1 № 5	
В. Л. Л. М.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости А. Самарким. Количественный термографический анализ пород и руд экзогенных серных месторождений Г. Фекличев. Массовые измерения светопреломления транатов из осадочных пород на приборе ППМ-1 Е. Штеренберг, А. Б. Шеко, И. С. Кудъяров. Усовершенствование метода О. П. Мира, М. Л. Джексона Е. Штеренберг, Н. Л. Калашникова, Е. М. Нактинас. К методу определения форм железа в природных водах В. Эйриш. Изучение кристаллической структуры органо-монтмориллонитовых комплексов с применением методов электронной микроскопии и микродифракции Критика и дискуссии С. Базилевская. Еще раз о валентности марганца в минералах В. Забелин. О статье Р. И. Голоудина и О. В. Колобзарова «Опыт примене-	№ 5 № 5 № 1 № 5	
В. Л. Л. М.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости А. Самаркин. Количественный термографический анализ пород и руд экзогенных серных месторождений Г. Фекличев. Массовые измерения светопреломления транатов из осадочных пород на приборе ППМ-1 Е. Штеренберг, А. Б. Шеко, И. С. Кудьяров. Усовершенствование метода О. П. Мира, М. Л. Джексона Е. Штеренберг, Н. Л. Калашникова, Е. М. Нактинас. К методу определения форм железа в природных водах В. Эйриш. Изучение кристаллической структуры органо-монтмориллонитовых комплексов с применением методов электронной микроскопии и микродифракции Критика и дискуссии Критика и дискуссии С. Базилевская. Еще раз о валентности марганца в минералах В. Забелин. О статье Р. И. Голоудина и О. В. Колобзарова «Опыт применения результатов обработки данных гранулометрического анализа для изучения литодинамики береговой зоны моря» Ф. Сафонова, Л. Н. Фурмакова, В. А. Броневой, Б. М. Михайлов. По поводу	№ 5 № 5 № 1 № 5 № 4	
В. Л. Л. М.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5 № 5 № 1 № 5 № 4	
В. Л. Л. М.	дом ступенчатого изменения плотности жидкости	№ 5 № 5 № 1 № 5 № 4	

Хроника

Ю. А. Богданов. Всесоюзная школа по литологии и геохимии «Современные и		
древние отложения в океанах и на континентах»		3
митета по петрологии углей (Польша, 1974 г.)	No	: 1
IX Международном седиментологическом конгрессе		2
Георгий Самсонович Дзоценидзе	. No	4
Василий Иванович Чалышев	Nº	3
О развитии промышленности минеральных ресурсов .	N	6
Содержание журнала за 1976 год .	. No	2 6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН, О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор Е. И. Гришина