

Литология
и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

1966

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

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

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1966 г.
МАЙ — ИЮНЬ

СОДЕРЖАНИЕ

М. А. Ратеев, З. Н. Горбунова, А. П. Лисицын, Г. И. Нессов. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана	3
Г. И. Бушинский. О происхождении морских фосфоритов	23
Н. А. Озерова, Н. Х. Айдиньян. Распределение ртути в осадочных породах	49
Г. Н. Перозио. Эпигенетические преобразования в песчаниках и алевролитах юры и мела Западно-Сибирской низменности	58
Л. П. Галдобина. Опыт применения фациально-циклического анализа к осадочно-метаморфическим толщам протерозоя (на примере ягулия Карелии)	72
А. Е. Лукин. Формации карбона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины	92
Х. А. Ализаде. Генетические типы и минералогия бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа	105
Ю. П. Казанский. Состав и происхождение известняков дашкинской свиты (Енисейский край)	114

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. П. Старков. Природа рыхлых фитоморфов вятско-камских фосфоритов	122
Б. И. Прокочук. О приплотиковом элювии на северо-востоке Сибирской платформы и влиянии его на концентрацию алмазов в россыпях	126
П. В. Флоренский. Эпигенетические изменения мезозойских песчаников Верхнего Приамурья	128
О. В. Зарицкая. Минеральный состав глин картамышской свиты Восточной Украины	131
А. И. Огрешко, О. Т. Степаненко. Сероносные комплексы палеозойских отложений Среднего Поволжья и Приуралья	134

МЕТОДИКА

Э. С. Залманзон. Определение форм железа в осадочных породах	138
М. Я. Кац. Разброс ряда статистических характеристик плотности природных кварцев	139
Г. Ф. Рожков, Р. А. Комиссарова. Обзор некоторых статистических методов изучения кривой слоистости	143

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В. А. Соколов. О книге Л. Н. Ботвинкиной «Методическое руководство по изучению слоистости»	151
И. М. Симанович. О так называемом коэффициенте метаморфичности «С»	153

ХРОНИКА

П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания международных комиссий по углепетрографическому анализу и углепетрографической номенклатуре	155
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1966
MAY — JUNE

CONTENTS

M. A. Rateev, Z. N. Gorbunova, A. P. Lisitzyn, G. I. Nosov. Climatic distribution zonality of clay minerals in the World Ocean sediments	3
G. I. Bushinsky. On the origin of marine phosphorites	23
N. A. Ozerova, N. Kh. Aidinian. Mercury distribution in sedimentary rocks	49
G. N. Perozio. Epigenetic transformations in Jurassic and Cretaceous sandstones and siltstones of the West-Siberian lowland	58
L. P. Galdobina. Experience of using facies-cycle analysis in studying Proterozoic sedimentary-metamorphic rock masses (on the example of Jatulian in Karelia)	72
A. E. Lukin. Carboniferous series in the north-west of Dnieper — Don depression	92
Kh. A. Alizade. Genetic type and mineralogy of bentonite clays in the north-east of Caucasus Minor	105
Yu. P. Kazansky. Composition and origin of Dashkinsk suite limestones (Enissei ridge)	114

SHORT NOTES

N. P. Starkov. Nature of unconsolidated phytomorphs in Viatka — Kama phosphorites	122
B. I. Prokopchuk. On the near-bedrock elluvium in the north-east of the Siberian platform and its effect on diamond concentration in placers	126
P. V. Florensky. Epigenetic alterations in Mesozoic sandstones of Upper Amur region	128
O. V. Zaritzkaia. Mineral clay composition of Kartamyshsk suite of Eastern Ukraine	131
A. I. Otreshko, O. T. Stepanenko. The sulphur-bearing complexes of Paleozoic deposits in the Middle Volga and Ural regions	134

METHODS OF RESEARCH

E. S. Zalmanzon. Determination of the forms of iron in sedimentary rocks	138
M. Ya. Katz. Scattering of a series of statistical density characteristics for native quartzes	139
G. F. Rozhkov, R. A. Komissarova. Review of certain statistical methods in the study of cross lamination	143

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

V. A. Sokolov. On L. N. Botvinkina's book «Methodical manual for lamination Study»	151
I. M. Simanovich. On the so-called coefficient of metamorphicity «C»	153

CHRONICLE

P. P. Timofeev, L. I. Bogoliubova. Sessions of the International Commission on coal-petrography analysis and the coal-petrography nomenclature	155
--	-----

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-07461 Подписано к печати 19/V 1966 г. Тираж 1360 экз. Зак. 6161
Формат бумаги 70×108/16 Бум. л. 5 Печ. л. 14,0+2 вкл. Уч.-изд. л. 16,2

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

УДК 551.581 + 551.352.1 (26)

**КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА**

М. А. РАТЕЕВ, З. Н. ГОРБУНОВА, А. П. ЛИСИЦЫН, Г. И. НОСОВ

Прогресс в изучении генетической природы глинистых минералов в последние годы связан в основном с выяснением закономерностей их размещения в бассейнах седиментации, базирующимся на их количественном учете с помощью рентгенографии и на картографическом изображении результатов. Таким путем были установлены основные черты пространственной локализации глинистых минералов как во внутриконтинентальных морях СССР (Ратеев, 1952, 1954, 1964) и Мексиканском заливе (Pinsak, Murgay, 1960; Ратеев, 1964), так и в некоторых океанических бассейнах, в том числе — в Атлантическом (Ерошев-Шак, 1961; Biscaye, 1964) и Тихом океанах (Горбунова, 1963). Надо сказать, что именно океаны с их колоссальными размерами и минимальными скоростями осадконакопления представляют наибольший интерес при выяснении генезиса глинистых минералов, так как условия океанической седиментации могли бы являться оптимальными для их аутигенного образования.

В. А. Ерошевым-Шак (1961₂) впервые для Атлантического океана была составлена картина пространственного размещения каолинита и иллита (гидрослюды) по результатам 100 анализов поверхностных проб, выполненных автором, и данным 77 станций, изученных другими экспедициями (Coggens, 1937 и др.). П. Э. Бискайе (Biscaye, 1964) провел при помощи рентгеновской дифрактометрии количественное определение каолинита, хлорита, иллита и монтмориллонита почти в 500 пробах поверхностного слоя осадков.

В СССР глинистые минералы в осадках Тихого океана исследовались З. Н. Горбуновой (1963) по пробам со 111 станций, расположенных преимущественно в северной его половине. В 1960—1965 гг. З. Н. Горбуновой (1960) было изучено 30 проб осадков северной части Индийского океана (севернее 30° с. ш.), а Г. И. Носовым — 70 проб из южной части (южнее 30° с. ш.). Таким образом, для Индийского океана рентгенографически проанализировано 100 проб поверхностного слоя осадков, довольно равномерно распределенных по его климатическим зонам.

Сопоставление всех имеющихся материалов дает возможность составить первые схемы размещения глинистых минералов в поверхностном слое осадков всего Мирового океана (без Арктического бассейна), что и является задачей настоящего сообщения.

1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение глинистых минералов в осадках Индийского и Тихого океанов производилось нами в тонкопелитовой фракции (<0,001 мм), которая выделялась из проб методом осаждения суспензии в дистилли-

рованной воде. Карбонаты предварительно разрушались 2%-ной HCl без нагревания.

Основной метод изучения глинистых минералов — рентгенографический. Съемка препаратов производилась на отечественных приборах УРС-55А с анодом железного излучения и на дифрактометре УРС-50 ИМ с анодом медного излучения при рабочем напряжении 40 кВ с ионизационной регистрацией. Некоторые пробы перед исследованием обрабатывались по методу Мира и Джексона (Mehra, Jackson, 1960) для удаления свободных окислов железа и алюминия, а также аморфного кремнезема, что обеспечивало получение четких рефлексов при последующей дифрактометрической съемке.

Определение минералов монтмориллонитовой группы производилось на дифрактограммах, снятых с препаратов, обработанных глицерином, по рефлексу при 17,8 Å. Особенно показателен этот рефлекс в том случае, когда препарат предварительно насыщен Mg^{2+} или NH_4^+ . Вермикулит при этих условиях в отличие от монтмориллонита имеет, как известно, рефлекс около 15 Å. Некоторые пробы исследовались дополнительно по методике Уивера (Weaver, 1958) после обработки однонормальным КОН. Как известно, в этом случае у монтмориллонита, возникшего по слоистым силикатам, происходит «фиксация» калия, вследствие чего после насыщения препарата глицерином первый базальный рефлекс возрастает незначительно, в то время как у монтмориллонита, образованного за счет вулканогенных пепловых продуктов, он достигает 17,8 Å.

Наиболее простым было определение минералов иллитовой (гидро-слюдистой) группы. Иллит¹, как известно, характеризуется серией базальных рефлексов при 10 Å (001); 5,0 Å (002); 3,3 Å (003) и т. п., которые не изменяются от насыщения препарата глицерином и нагревания до 550°, а его диоктаэдрическое строение определяется величиной рефлекса (060) в пределах 1,490—1,510 Å.

Трудно было определить одновременно присутствующие минералы хлоритовой и каолинитовой групп. Известно, что хлориты характеризуются серией базальных рефлексов при 14 Å (001); 7 Å (002); 4,7 Å (003); 3,5 Å (004), но рефлексы при 14 и 4,7 Å у железистых хлоритов очень слабы, а при 7 Å и 3,5 Å совпадают с каолинитовыми. П. Э. Бискайе (1964) предлагает в смесях устанавливать эти минералы по наличию двойных рефлексов хлорит — каолинит при 7,08—7,16 Å и при 3,54—3,58 Å. К сожалению, эти двойные рефлексы на дифрактограммах в большинстве случаев плохо различались, поэтому приходилось пользоваться рекомендациями Г. В. Бриндли (сборник «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов», 1965). Для выявления хлорита препараты нагревались перед съемкой до 400 и 550°, так как устойчивость хлоритов к термической обработке неодинакова. После нагревания появлялся четкий рефлекс хлорита при 14 Å, а рефлекс при 7 Å обычно исчезал или заметно ослабевал за счет разрушения каолинита. После обработки препаратов 10%-ной HCl интенсивность еще сохранившегося рефлекса при 7 Å сильно ослаблялась из-за разложения хлорита кислотой, но при этом устанавливалась принадлежность его к каолиниту.

Для количественной оценки содержания в смесях отдельных глинистых минералов интенсивности базальных рефлексов, выраженные площадями дифракционных пиков, пересчитывались нами в проценты, как это сделано у П. Э. Бискайе (1964), который считал, что при равных количествах минералов в смесях дифракционный пик монтмориллонита при 17,8 Å равноценен учетверенной площади пика иллита

¹ Под термином «иллит» мы понимаем диоктаэдрическую гидрослюда мусковитового ряда.

при 10 Å или удвоенной площади пика хлорита (или каолинита) при 7 Å. Сумму площадей пиков с соответствующими поправочными коэффициентами П. Э. Бискайе принимал за 100% и вычислял от нее процентное содержание каждого глинистого минерала. В литературе известны и другие не менее точные методы количественной рентгенографии, например Судо (Sudo и др., 1961), Л. Г. Шульца (Schultz, 1960) и др. Однако для того чтобы получить сравнимые величины, нами был использован метод, примененный П. Э. Бискайе, хотя точность его, по нашему мнению, не превышает 5—10%.

Прежде чем перейти к обзору общих закономерностей размещения глинистых минералов в Мировом океане, рассмотрим питание его осадочным (в том числе глинистым) материалом, поступающим с водосборов, т. е. с поверхности континентов.

2. ЗОНАЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТОГО МАТЕРИАЛА НА ВОДОСБОРАХ

Выветривание пород и почвообразование на континентах (Горбунов, 1963), как известно, строго подчинено широтной климатической зональности.

Применительно к вопросам осадконакопления Н. М. Страховым (1960) в обобщенном виде было показано распространение типов выветривания на материалах земного шара в целом². Согласно этой схеме, в поясе широт 35—75° с. ш. в Северной Америке, Гренландии, северной части Евразии располагаются ледовая и холодная умеренно влажная зоны. На юге ледовая зона ограничена Антарктическим материком. Обширная приэкваториальная область северной половины Африки и южная часть Евразии приблизительно в пределах 30—40° с. ш. заняты аридным поясом. Все эти зоны характеризуются резким подавлением химического выветривания либо за счет малого количества влаги, либо за счет низкой температуры (в северной зоне). Только в экваториальных тропической и отчасти субтропической зонах развивается интенсивное химическое выветривание вплоть до образования латеритов. Эти зоны располагаются между 35° с. ш. и 35° ю. ш. Однако северная граница гумидной тропической зоны достигает 35° с. ш. только в Северной Америке и на восточных окраинах Индокитая, спускаясь в Африке до 15° с. ш., что, как увидим ниже, оказывает заметное влияние на распределение глинистых минералов.

В зависимости от интенсивности выветривания или от соотношения физической и химической форм разложения пород в указанных зонах генерируются специфические комплексы минералов.

В зоне ледового седиментогенеза почвенный покров отсутствует, и формирование глинистых осадков в области седиментации происходит за счет субстрата преимущественно молодых рыхлых отложений на суше. Холодная умеренно влажная зона, включающая подзолистые таежные и тундровые почвы, при начальном химическом выветривании генерирует преимущественно иллит и хлорит, а в более южных участках этой зоны — вермикулит или монтмориллонит.

Зоны аридного седиментогенеза при ослабленном химическом разложении характеризуются развитием иллита, и только в областях солончакового почвообразования появляются минералы типа палыгорскита, сепиолита и монтмориллонита. Однако поступление глинистого материала из аридных областей лимитируется, а часто практически сводится к нулю их бессточностью, как это наблюдается, например, в Северной Африке или на Аравийском п-ове. В гумидной тропической зоне

² Зональность основных типов выветривания на континентах по Н. М. Страхову показана нами на схемах локализации глинистых минералов (фиг. 1—5).

океана, в юго-западной части суша вообще отсутствует, материковый сток с Австралии и тихоокеанского побережья Южной Америки ничтожен. За год из Австралии в Тихий океан поступает всего 257 млн. т осадочного материала, т. е. в 2 раза меньше, чем выносит р. Хуанхе, и в 7 раз меньше, чем р. Ганг. Южная часть океана находится в основном под влиянием глинистого материала, поступающего из Антарктиды, что подтверждается и определениями абсолютного возраста иллита из донных осадков (Крылов, Лисицын, Силин, 1961). Значительная часть северной половины водосбора блокирована широко развитой здесь многолетней мерзлотой (бассейны Охотского и Берингова морей). Максимальная поставка осадочного материала в Тихий океан идет в его тропической зоне, причем в основном в западную часть океана — с прилегающего континента и островов.

В холодном умеренно-влажном поясе на Охотском побережье СССР в мерзлотно-таежных подзолистых почвах отмечено высокое содержание минералов монтмориллонитовой, хлоритовой и иллитовой групп (Наумов, Градусов, 1962). Во всех почвах холодно-умеренного пояса тихоокеанского побережья США также были найдены иллиты с примесью хлоритов (Feustell и др., 1939). В умеренно-влажном поясе в пределах Суйфуно-Хонкайской низменности в различных почвах были найдены минералы группы гидрослюды (иллита) и монтмориллонита (Росликова, 1958). В тропическом поясе состав глинистых минералов хорошо согласуется с типом почв (Mohr, Vagen, 1954). На островах Малайского архипелага и Австралии каолиновые минералы преобладают в латеритных и красноземных почвах в условиях хорошего дренажа, а в тропических черных почвах при слабом дренаже развиты монтмориллониты. В Антарктиде глинистые минералы в изученных районах представлены иллитом, хлоритом и вермикулитом (Blakemore, Swindale, 1958; Claridge, 1961).

Существенную роль в питании океанов осадочным материалом может играть и геологическое прошлое водосборов, в частности их история в четвертичное время. Например, колоссальные ледники Северной Америки, простиравшиеся до широты Нью-Йорка, а также ледники Европы практически целиком уничтожили древние коры выветривания; почвы и глинистые минералы начали здесь формироваться всего лишь 6—10 тыс. лет назад. В тропических же районах, например в бассейне р. Амазонки, развитие кор выветривания не прерывалось.

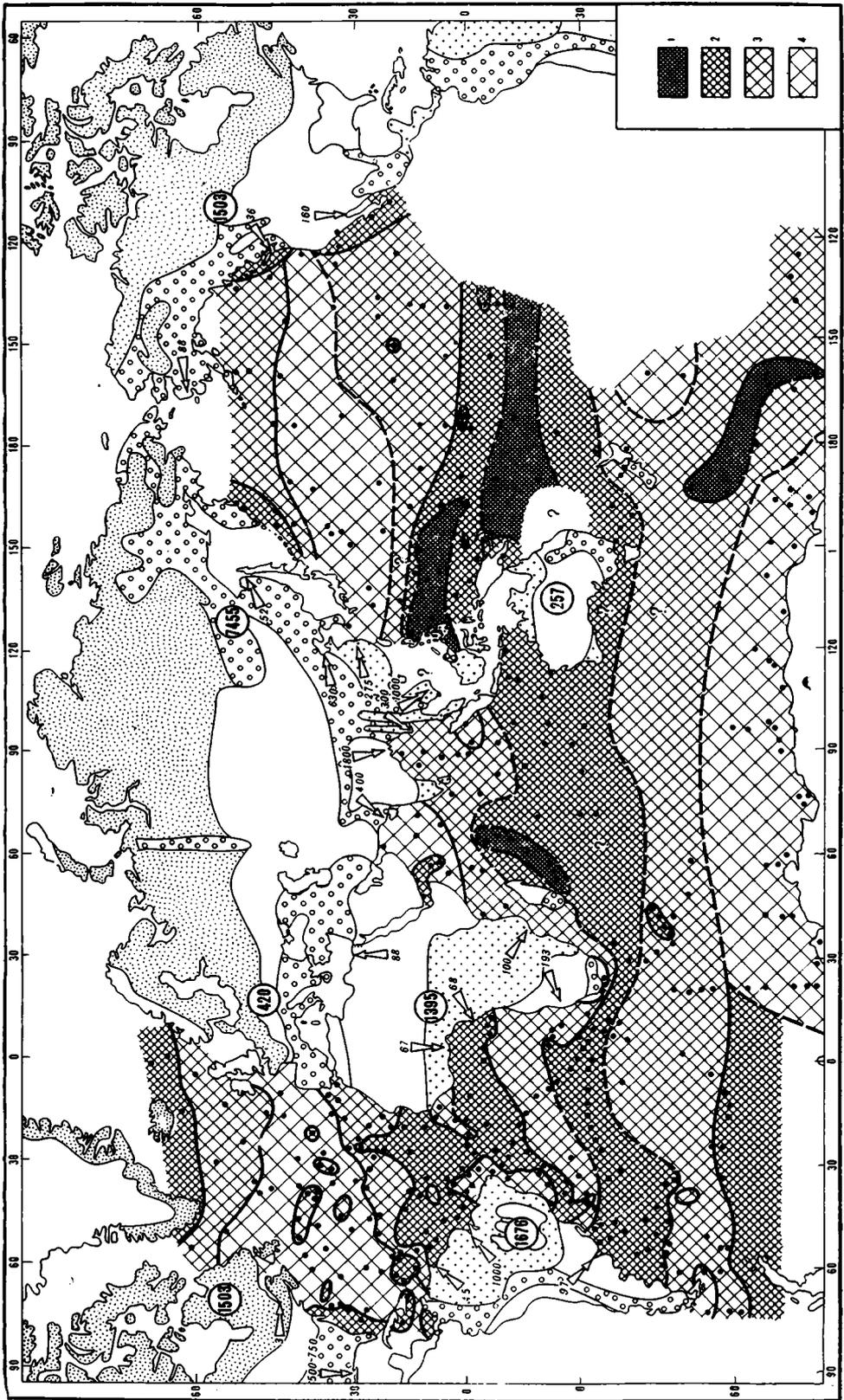
3. РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Рассмотрим пространственную локализацию главнейших минералов, слагающих пелитовую фракцию осадков Мирового океана: каолинита, гиббсита, монтмориллонита, хлорита и иллита.

Содержание каолинита в осадках Мирового океана варьирует от 10 до 60% от суммы глинистых минералов. Полоса его максимального содержания (40—60%) намечается в осадках Атлантического океана и особенно четко выражена в Индийском и Тихом океанах (фиг. 1). В Атлантическом океане, по П. Э. Бискайе (1964), она представлена пятнами у Южной Америки (против устья р. Сан-Франциско), у экваториальной части западного берега Африки (против устья рек Конго и

Фиг. 1. Схема пространственной локализации каолинита в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (% от суммы глинистых минералов)

Зоны выветривания: 1 — умеренно-влажного климата; 2 — тропического влажного климата; 3 — тектонически активных территорий без образования кор выветривания; 4 — суммарный твердый сток с континентов (млн. т.); 5 — направление и величина твердого стока крупных рек (млн. т). *Содержание каолинита:* 1 — 40—60, 2 — 20—40, 3 — 10—20, 4 — <10; 5 — станции



монтмориллонита в осадках отмечено также у Индонезии, островов Малайского архипелага, близ острова Курильской гряды и в Беринговом море (Горбунова, 1962). Присутствие монтмориллонита в осадках этих областей также, несомненно, связано с вулканизмом.

Совершенно иное, не экваториальное, а биполярное распределение в осадках Мирового океана имеют два минерала: хлорит и иллит.

Максимальные концентрации хлорита (>30%) расположены вдали от экватора, в основном в пределах северной и южной зон (фиг. 4). Особенно закономерная картина широтной локализации хлорита наблюдается в осадках Тихого океана. Здесь четко выделяются две зоны максимального содержания (>30%) хлорита, северная и южная. Северная совпадает с областями обогащения хлоритом почв прилегающих материков и выражена в Тихом океане особенно четко вследствие симметричного строения водосбора, южная же связана с Антарктическим материком. При движении к экватору концентрации хлорита в осадках постепенно снижаются сначала до 20—30%, затем до 10—20% и, наконец, в тропическом поясе Тихого океана (от 10° с. ш. до 30° ю. ш.), особенно в западной его части, сходят на нет. Однако, учитывая относительную точность метода количественных оценок, всю эту зону мы показали как область минимального (<10%) распространения хлорита.

В Индийском океане огромная площадь дна (от 5 до 50° ю. ш.), включающая всю экваториальную зону, как и в Тихом океане, почти совершенно лишена хлорита или содержит его менее 10%. К северу и югу от этой обширной зоны содержание хлорита в осадках заметно возрастает. В открытой части Аравийского моря и во всем Бенгальском заливе его количество доходит до 10—20, а в Оманском заливе до 20—30%. К югу от экватора область минимума хлорита (<10%) по направлению к Антарктиде сменяется полосами постепенного его нарастания до 10—20, 20—30 и более 30% в осадках Африкано-Антарктической и Австрало-Антарктической котловин.

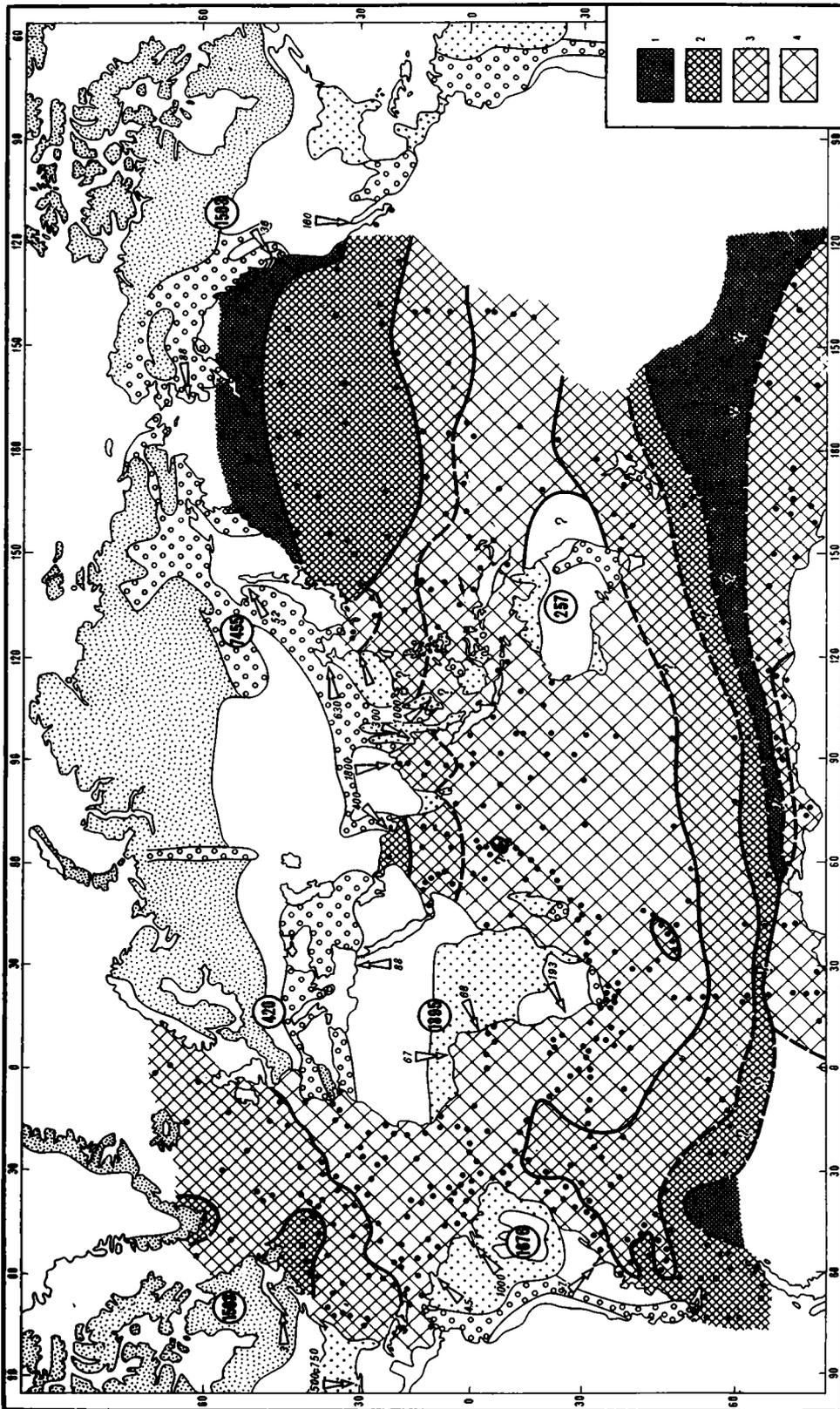
Довольно обширная область экваториального минимума содержания хлорита (<10%) прослеживается и в пределах Атлантического океана, где к северу и югу от экватора также наблюдается постепенное возрастание количества хлорита в донных осадках. В южном полушарии в пределах Атлантики основным источником хлорита является п-ов Грейама (Антарктида) и южная оконечность Америки. В северном полушарии максимумы хлорита также находятся в холодных зонах, но они прижаты к берегам Ньюфаундленда и южной оконечности Гренландии.

Таким образом, можно отметить проявление четкой зональности в локализации хлорита в осадках Мирового океана в целом. При этом следует подчеркнуть особенность северной части Индийского и Атлантического океанов, где отсутствуют самые высокие концентрации хлорита (>30%), что связано со специфическим строением водосбора — оседанием большей массы хлорита в заливе св. Лаврентия в Северной Атлантике и отсутствие ледовой и холодной умеренно-влажной зон на Индийском материке.

Наиболее ясная широтная зональность в размещении иллита наблюдается в осадках Индийского и отчасти Тихого океанов (фиг. 5). В Индийском океане четко выделяются две зоны максимума (60—80%) иллита, расположенных в северной и южной частях океана. Особенно широкая полоса максимального содержания иллита протягивается вдоль берегов Антарктиды. Границы высокого содержания иллита

Фиг. 3. Схема пространственной локализации монтмориллонита в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (% от суммы глинистых минералов)

Усл. обозн. зон выветривания те же, что на фиг. 1: Содержание монтмориллонита: 1 — 40—60; 2 — 20—40; 3 — 10—20; 4 — >10



(40—60%) в северной части Индийского океана совпадают с областью распространения взвеси рек Ганга и Брамипутры.

Изучение вертикального распространения взвеси в толще воды на разрезе от устья Ганга до устья Инда, проведенное во время плавания э/с «Обь», показало, что взвешенный материал из Ганга распространяется далеко к югу от Бенгальского залива, причем основная его часть идет на глубинах 500—4000 м (Лисицын, 1961, 1964). Сходная картина распределения взвеси наблюдается и близ устья р. Инда (Гордеев, 1964). Образование максимума иллита в северо-западной части Аравийского моря связано с поступлением сюда вод Инда (400 млн. т взвеси в год), а также с развитием здесь на берегах суши пустынных и полупустынных почв, в которых преобладающим минералом является иллит. В Бенгальском заливе содержание иллита несколько понижено за счет поступления сюда в заметных количествах каолинита.

В донных осадках Тихого океана иллит также распространен очень широко, причем максимальные его концентрации (60—80%) приходится на северную и южную периферии океана, соответствующие умеренным и холодным зонам (см. фиг. 5). Обилие иллита в осадках Восточно-Китайского моря и расположенной к востоку от него обширной глубоководной зоне Тихого океана обусловлено интенсивным выносом его реками Хуанхе и Ян-Цзы из северной части Китая, где размываются коричневые лёссовые почвы, обогащенные весьма тонкодисперсным иллитом.

Несколько своеобразно локализуется иллит в Атлантическом океане. Он образует здесь обширное поле максимальных концентраций (60—80%) в северной части океана — у восточных берегов Канады и западных берегов Европы. К югу от этой зоны количество иллита в осадках постепенно убывает, сменяясь полосами с содержанием этого минерала 40—60 и 20—40%, однако приэкваториальный минимум иллита <20% в пределах акватории Атлантического бассейна отсутствует. Кроме того, общая картина осложняется еще небольшим пятном максимума иллита (60—80%) у южного окончания Африканского материка, что связано с выносом взвесей р. Оранжевой из аридной зоны.

Чрезвычайно любопытной является асимметрия распределения иллита в южной и северной частях Атлантики. В южной части океана зона максимума иллита (60—80%) отсутствует, а зона его высокого (40—60%) содержания к югу сменяется областью пониженного количества (20—40%). Проявление зональности в распределении иллита таким образом как бы нарушается. Это связано с особенностями строения водосбора Атлантического океана. Наибольшие площади водосбора в пределах умеренной и холодной зон находятся в северной его части, где зональность распределения иллита проявляется особенно четко. В южной части океана водосбор в этих зонах ничтожно мал по площади или почти совсем отсутствует, что и приводит к уменьшению поставки соответствующего зонального минерала — в данном случае иллита. Для каолинита и гиббсита такое строение водосбора не существенно, поскольку они связаны с экваториальной зоной.

4. ПРИЧИНЫ ШИРОТНОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Приведенные схемы пространственной локализации глинистых минералов обнаруживают ряд существенных закономерностей для Мирового океана в целом. Зоны различного содержания глинистых минералов в

Фиг. 4. Схема пространственной локализации хлорита в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (% от суммы глинистых минералов)

Усл. обозн. зон выветривания те же, что на фиг. 1. Содержание хлорита: 1 — >30; 2 — 20—30; 3 — 10—20; 4 — <10

химического выветривания тропиков, выделенной Н. М. Страховым в пределах 35° с. ш. и 35° ю. ш. Можно отметить и некоторые характерные детали этого соответствия. Так, полосы с повышенным содержанием каолинита (40—60 и 20—40%) у Азиатского побережья Тихого океана сдвинуты далеко на север до Кореи и Японии, как и зона интенсивного химического выветривания по Н. М. Страхову.

Расположение максимума каолинита (40—60%) в Индийском океане, наоборот, понижено от 15° с. ш. до 30° ю. ш., что опять-таки находится в полном соответствии с понижением здесь зоны интенсивного химического выветривания субэкваториального пояса, показанного на карте Н. М. Страховым. Нельзя не отметить и еще один важный факт, подтверждающий связь широтной локализации минералов океанического дна с климатической зональностью водосборов. Это совпадение в основных чертах с той же зоной интенсивного химического выветривания на континентах, области распределения гиббсита в осадках Атлантики и непосредственная связь максимальных его концентраций с выносами тропических рек (см. фиг. 2). Отсутствие гиббсита в свое время, как известно, осложняло К. Корренсу (Correns, 1937) доказательство детритной природы каолинита в океанических осадках экваториальной части Атлантического океана. Однако теперь это с несомненностью подтвердил П. Э. Бискайе (1964) находкой гиббсита в тех же осадках, но в крупнопелитовой (0,02—0,002 мм) фракции.

Достаточно отчетливо с климатической зональностью связана и пространственная локализация глинистых минералов «биполярного» типа распределения. Северные максимумы концентрации этих минералов (>30% хлорита и 60—80% иллита) связаны с поясом нормально развитого выветривания (по Н. М. Страхову), охватывающего холодную умеренно-влажную зону Сибири и Канадского щита и отчасти с ледовой зоной Гренландии. Южный максимум этих минералов связан с ледовой зоной Антарктического континента. Именно в холодной умеренно-влажной зоне, по данным П. А. Земятчинского (1933), А. Е. Ферсмана (1938), Н. М. Страхова, М. А. Ратеева и др. (1954), при поверхностном выветривании пород генерируется значительное количество гидрослюд (иллитов) и хлоритов. Поступление их из ледовой зоны (где господствует физическая дезинтеграция и переотложение геологического субстрата) может быть связано с перемывом рыхлого чехла четвертичных отложений.

Таким образом, размещение глинистых минералов в осадках Мирового океана теснейшим образом связано с географической широтой или климатом. При этом одни из них — каолинит, гиббсит и монтмориллонит — генерируются в зоне развития тропических латеритных почв, образуя в пределах той же зоны и свои максимальные концентрации. Другие, такие как иллит и хлорит, образуются преимущественно в почвах умеренных и высоких широт, к которым соответственно и приурочены максимальные их концентрации. Постепенное убывание «экваториальных» минералов к полюсам и «биполярных» в направлении к экватору обязано лишь рассеянию их под влиянием гидродинамики, и именно этот факт лишней раз доказывает существенную роль механической дифференциации в распределении глинистых частиц пелитовой размерности.

Отклонения от нормальной картины (смещение или расширение полос распределения отдельных минералов, появление очагов повышенных концентраций того или иного минерала и др.) связаны в одних случаях с асимметрией водосборного бассейна (южное полушарие), в других — с влиянием вертикальной климатической зональности на подачу пелитового материала (Индия), в третьих — с локальным влиянием вулканизма, в четвертых — с отклонением океанических течений и т. д.

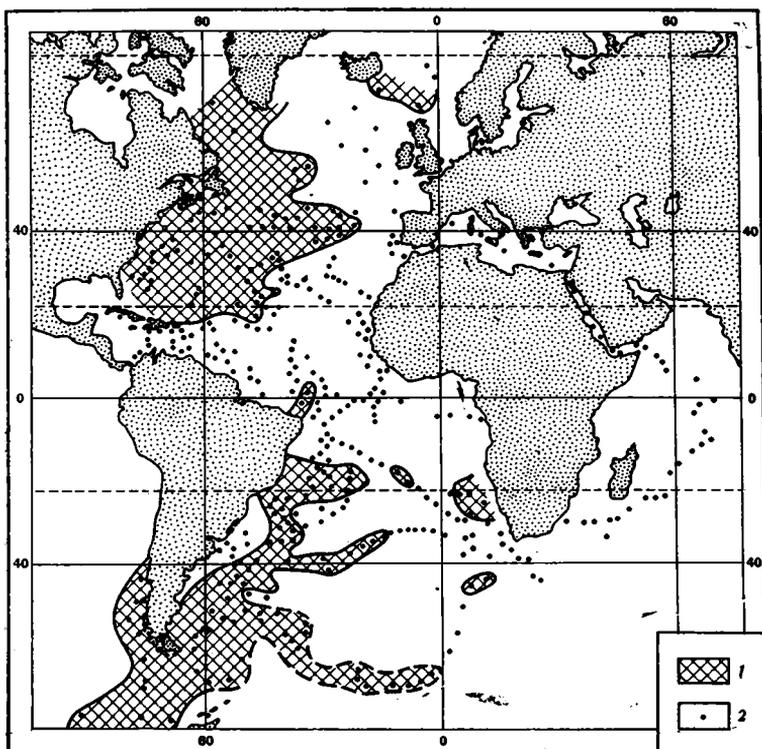
Связь широтной локализации минералов с гидродинамикой довольно отчетливо устанавливается при сопоставлении полученных схем с картами течений Мирового океана (Физико-географический атлас мира под редакцией И. П. Герасимова, 1964). Такое сравнение показывает, что большинство постоянных течений, как и большая часть зон одинакового содержания глинистых минералов, имеют широтное или близкое к широтному направление. В качестве примеров влияния течений на широтную локализацию минералов можно указать на связь полосы каолинитового максимума (40—60%) в Тихом и Индийском океанах с южно-пассатным течением и ограничение очертаний полосы повышенного содержания каолинита (20—40%) в Атлантике северопассатным и североатлантическим течениями. В южном полушарии явное влияние на широтную локализацию каолинита, монтмориллонита, хлорита и иллита оказывает течение западных ветров. Наконец, область распространения гиббсита в осадках Атлантического океана на севере явно ограничена северопассатным течением и Гольфстримом, а на юге — течением западных ветров. Все это показывает, что океанические течения (имеющие преимущественно широтную направленность) существенно способствуют широтной локализации глинистых минералов в океанических осадках и как бы помогают им удерживаться в пределах этих широтных поясов.

Влияние вулканизма на размещение глинистых минералов в океанических осадках отчетливо проявляется в образовании аклиматических или азональных максимумов концентрации монтмориллонита, которые накладываются на широтные климатические полосы и осложняют зональную локализацию этого минерала.

Так, в Атлантическом океане образование северного и южного очагов повышенного содержания монтмориллонита (20—40%) обусловлено областями современного и четвертичного вулканизма (Исландия, острова Западной Антарктиды, Южно-Сандвичева островная дуга и т. п.). В Индийском океане максимум содержания монтмориллонита (40—60%) протягивается восточнее о. Мадагаскар в области Маскаренского подводного хребта с активным современным и четвертичным вулканизмом. Южнее о. Мадагаскар небольшой очаг монтмориллонита (20—40%) связан с вулканическими островами Принс Эдуард. В дальнейшем, при более детальных исследованиях, подобные очаги, вероятно, будут обнаружены и в Субантрактике, в районе вулканических островов Крозе, Херд, Кергелен. Повышенное содержание монтмориллонита (20—40%) в осадках Аденого залива связано, вероятно, с влиянием вулканов Африки (Фантеле, Абида, Куруб, Афдера и др.). В Тихом океане обширное пятно азонального «вулканического» монтмориллонита (с содержанием 40—60%), расположенное южнее Новой Зеландии, связано с многочисленными подводными вулканами, а также с вулканическими островами Боллени, Скотта и др. Повышенное содержание монтмориллонита отмечено вблизи островов Курильской гряды и в Беринговом море (Горбунова, 1962), которое также обязательно современному вулканизму.

Генетическое значение изложенного в этой статье материала трудно переоценить. Оно состоит в том, что именно процессы, происходящие на континентах, и решают в общих чертах формирование и локализацию глинистых минералов донных осадков Мирового океана. Иными словами, в океанических бассейнах они формируются по сути дела тем же путем, что и во внутриконтинентальных морских бассейнах с терригенным типом седиментации, где их аллотигенность теперь как будто не вызывает сомнений (Ратеев, 1964; Millot, 1964). Такой вывод подтверждается и определениями в океанических осадках абсолютного возраста гидрослюдистых (иллитовых) минералов, выполненными калий-аргоновым методом. Абсолютный возраст иллита из гидрослю-

дистых илов антарктического максимума оказался исключительно постоянным, от 500 до 900 млн. лет, в то время как у берегов Западной Антарктиды он достигал всего 100—150 млн. лет. Это показывает, что возраст иллита на дне океана соответствует абсолютным возрастам пород питающих провинций (Крылов, Лисицын и др., 1961; Старик, Равич и др., 1959). Абсолютный возраст иллита у южного окончания Индии составляет несколько сот миллионов лет, а близ устья Ганга — 140 млн. лет, близ берегов о. Ява — 80 млн. лет, а близ вулканических субантарктических островов — менее 20 млн. лет.



Фиг. 6. Схема пространственной локализации смешаннослойных минералов в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (составлена авторами по данным П. Э. Бискайе)
1 — область распространения смешаннослойного минерала; 2 — станции

На общий аллотигенный план формирования глинистых осадков (управляемый климатом и гидродинамикой) накладываются процессы аутигенного глинообразования: возникновение монтмориллонита по вулканогенному пепловому материалу (Wardani, 1958), частично хлорита, диоктаэдрической гидрослюды (глауконитоподобного структурного типа), глауконита; преобразование триоктаэдрических слюд, частично регенерация (аградация) деградированных диоктаэдрических гидрослюд мусковитового ряда и т. п. Правда, последний процесс для бассейнов с соленостью вод Мирового океана еще не доказан. Во всяком случае в нормально-морских бассейнах с терригенной седиментацией, как показали наши исследования (Ратеев, 1964) и подтвердили работы Милло (Millot, 1964) на обширных материалах Франции, Африки и США, процессы регенерации (аградации) весьма затруднены, крайне ослаблены или вообще отсутствуют. Интенсивное развитие преобразований и новообразований глинистых минералов с полной отчетливостью было установлено лишь для аридного литогенеза карбонатно-сульфат-

ной стадии осолонения (Ратеев, Осипова, 1958; Ратеев, 1964), для сульфатно-галогенной фазы (Пастухова, 1964) и для экваториального бассейна триаса Франции (Lucas, 1962).

Аутигенные смешаннослойные минералы типа иллит — монтмориллонит, видимо, связаны преимущественно с диагенетическим преобразованием вулканогенного пеплового материала или с почвообразованием. Данный вывод вытекает из того, что если очертить область распространения смешаннослойных минералов в осадках Атлантического океана по данным П. Э. Бискайе (1964), то обнаружится их тяготение в основном к американскому континенту (фиг. 6). К тому же эти минералы отсутствуют (за исключением небольших очагов) в центральных частях океана, а план их распределения не коррелируется со схемой размещения монтмориллонита (см. фиг. 3), с которым обычно генетически связывают аутигенное образование этих минералов.

В заключение необходимо подчеркнуть, что мы отчетливо представляем себе, что выявленная картина количественного размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана в дальнейшем будет детализироваться и уточняться, однако основные ее черты, по-видимому, сохранят свое значение, поскольку они тесно связаны с глобальными закономерностями образования и распределения осадочного материала на нашей планете.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана. Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР, 1961.
- Бриндли Г. В. Хлоритовые минералы. В сб. «Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов». Изд. «Мир», 1965.
- Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Изд. АН СССР, 1963.
- Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы в осадках Индийского океана. Докл. АН СССР, т. 134, № 4, 1960.
- Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Берингова моря. Океанология, т. 2, вып. 6, 1962.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Гордеев Е. И. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964.
- Ерошев-Шак В. А. Иллит в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 4, 1961.
- Ерошев-Шак В. А. Каолинит в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1961.
- Землячченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, вып. 1, 1933.
- Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 3, 1961.
- Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. В сб. «Соврем. осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследований по программе Международного геофизического года. Океанология, № 10, 1964.
- Наумов Е. М., Градусов Б. П. Особенности почвообразования на северном побережье Охотского моря. Почвоведение, № 1, 1962.
- Пастухова М. В. Аутигенное минералообразование в породах тузтагской соленочной толщи (Тувинская АССР). Геолог. ин-т АН СССР (автореферат), 1964.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Черного моря. Докл. АН СССР, т. 83, № 2, 1952.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках современных водоемов. В кн. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Ратеев М. А. О соотношении аллотигенного и аутигенного глиниобразования в различных типах литогенеза. Литология и полезн. ископ., № 2, 1964.
- Ратеев М. А., Осипова А. И. Глинистые минералы в сложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.
- Росликова В. И. О некоторых особенностях луговых почв Приморья. Почвоведение, № 5, 1958.

- Старик И. Е., Равич М. Г., Крылов А. Я., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте пород Восточной Антарктиды. Докл. АН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Ратеев М. А. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Ферсман А. Е. Геохимия и минералогия полярных областей. Докл. АН СССР, т. 19, № 8, 1938.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediments fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geochim. Techn. Rept., v. 3, 1964.
- Blakemor L. C., Swindale L. D. Chemistry and clay mineralogy of a soil from Antarctica. Nature, v. 182, No. 47, 1958.
- Claridge G. G. G. An investigation of the fine fraction of some rock and soil materials from Antarctica. N. Z. Sci., v. 4, No. 3, 1961.
- Correns C. W. Scientific results of the German Atlantic expedition on the exploration ship «Meteor», No. 3, 1937.
- Feustell L. C., Dutilly A., Anderson M. S. Properties of soils from North American arctic regions. Soil Sci., v. 48, No. 3, 1939.
- Lucas J. La formation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. Met. Serv. Carte Geol. Als. Lor., v. 23, 1962.
- Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays and clay system buffered with sodium bicarbonate by dithionite-citrate. Clays and clay minerals, v. 5, 1960.
- Millot G. Géologie des Argiles. Paris, 1964.
- Mohr E. C. and Baren F. A. V. Tropical soils. Interresciens publ., 1954.
- Pinsak A. P., Murray H. H. Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. J. Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1960.
- Rao M. S. Clay mineral composition of shelf sediments off the east coast India. Proc. Indian Acad. Sci., v. 58, A, 1963.
- Schultz L. G. Quantitative evolution of the kaolinite and illite in underclays. Clays and clay minerals, v. 5, 1960.
- Sudo T., Oinuma K., Kobayashi. Mineralogical problems concerning clay mineral analysis of sedimentary rocks. Acta Univ. Carolinae, Praha, 1961.
- Wardani S. A. Marine geochemistry of germanium and the origin of Pacific pelagic clay minerals. Geochim. et cosmochim. acta, v. 15, No. 3, 1958.
- Weaver C. E. The effects and geologic significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite, a volcanic. Materials. Amer. Mineralogist. v. 43, No. 9, 10, 1958.

Геологический институт АН СССР,
Институт океанологии АН СССР,
Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Москва

Дата поступления
10.II.1966 г.

УДК 553.06

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МОРСКИХ ФОСФОРИТОВ

Г. И. БУШИНСКИЙ

1. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Главная масса фосфоритов мира (как по запасам, так и по добыче) представляет собой морские образования. В настоящее время существует три основные гипотезы их происхождения: биолитная, химическая и вулканогенно-осадочная. История возникновения и развития первых двух гипотез изложена в работах А. В. Казакова (1939) и Г. И. Бушинского (1954), поэтому остановимся на них только вкратце.

а. Биолитная гипотеза

Биолитная гипотеза тесно связывает образование фосфоритов с предварительной концентрацией фосфора организмами. Впервые она была опубликована русским ученым А. А. Кайзерлингом в 1845 г. По мнению А. А. Кайзерлинга, материалом для образования курских фосфоритов послужили кости погибших животных. Фосфат костей был растворен подземными водами и перенесен в нижележащие пески. Впоследствии многими авторами высказано немало различных вариантов гипотезы, связывающих фосфоритообразование с концентрацией фосфора организмами. Интересны два варианта: 1) массовой гибели организмов; 2) биохимический. Они различны и по существу представляют собой самостоятельные гипотезы.

Гипотеза массовой гибели организмов впервые была высказана Д. Мерреем и А. Ренаром в 1891 г., и затем развита Л. Кайе, Я. В. Самойловым и А. Д. Архангельским. В свое время она получила широкое признание геологов и господствовала примерно в течение 40 лет. Согласно этой гипотезе, массовая гибель организмов в море происходит в местах встречи холодных и теплых течений, которые могут иметь также разную соленость и разный химический состав воды. Организмы, привыкшие к строго определенным условиям среды, не выдерживали таких резких ее изменений и погибали в больших количествах. Трупы их падали на дно, где разлагались, освобождали свой фосфор, который переходил в фосфат, соединялся с кальцием и осаждался в виде фосфорита.

Наиболее полный обзор явлений массовой гибели организмов в море составлен М. Бронгерсма-Сандерс (1962). Она указывает, что в палеонтологической литературе имеется очень много ошибочных объяснений массовой гибели организмов в недавнее время.

Для образования фосфоритов интерес представляют не кратковременные, а длительные явления массовой гибели организмов. К их числу относится прежде всего так называемое ядовитое цветение воды. Оно вызывается обилием некоторых групп фито- или зоопланктона. При этом цвет воды может быть красным, желтым, зеленым, синим и т. д.

Чаще всего наблюдается преобладание красного, розового или коричневого оттенка, в связи с чем такую воду называют красной. Причина ядовитости красной воды до сих пор вызывает споры. Одни авторы считают ядовитым отмерший планктон, другие — воду с недостатком кислорода и присутствием H_2S , третьи — обилие дипнофлягеллят или синезеленых водорослей. Первопричиной появления красной воды является повышенное содержание в ней питательных веществ (в том числе и фосфора), приносимых восходящими течениями или реками. Районы распространения красной воды, массовой гибели организмов и восходящих течений в основном совпадают. Это — юго-западное побережье Африки и западные берега Северной и Южной Америки, Красное море и др.

Примерно половина рыбы, отравленной красной водой, падает на дно, остальная рыба плавает на поверхности и прибывает к берегу. В обоих случаях отмершие остатки могут способствовать образованию фосфоритов. Действительно, в районах восходящих течений на дне моря встречаются желваки фосфорита, частью вымытые из более древних осадков, частью современные.

Находки фосфоритов на дне моря не вполне совпадают с районами цветения воды и массовой гибели организмов. Так, в районе Калифорнии цветение воды наблюдается около берега, а фосфориты распространены на площади, начиная от прибрежной зоны и на расстояние до 250 км от нее в сторону моря. Отмель Агульяс (южное окончание Африки) с фосфоритами омывается теплым течением, а холодная вода и цветение наблюдаются у побережья. Высокая органическая продуктивность моря и временами цветение вод наблюдаются также в заливах и полуизолированных участках моря, куда впадают реки.

В итоге своей работы М. Бронгерсма-Сандерс пришла к выводу, что фосфориты образуются в более или менее продуктивных районах моря, где осадки не накапливаются. Этот ее вывод совпадает и с нашими предположениями (Бушинский, 1938, 1954), но с той лишь оговоркой, что в районах отложения фосфоритов осадки отлагались чрезвычайно медленно.

Изучение органических остатков, заключенных в меловых фосфоритах, показало, что они отражают нормальное сообщество живших тогда планктонных и свободно плавающих организмов, а не смешение фаун двух зоогеографических провинций, как следовало ожидать по биолитной гипотезе (Бушинский, 1954). Кроме того, фосфориты всюду занимают определенное положение на фациальном профиле, а не разбросаны случайно среди различных осадков, над которыми могли бы сталкиваться морские течения. Поэтому биолитная гипотеза, в том виде как она высказана Д. Мерреем, оставлена. Однако образование фосфоритов не исключается в результате длительной массовой гибели организмов в областях высокой продуктивности моря.

б. Химическая гипотеза

Химическая гипотеза происхождения морских фосфоритов наиболее полно разработана А. В. Казаковым (1939). Благодаря своей подкупающей стройности она получила признание у многих видных советских и зарубежных геологов (Б. М. Гиммельфарб, М. В. Кленова, Л. В. Пустовалов, Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, А. Б. Ронов, Мак-Келви, Свансон, Шелдон, Сальван и др.). Однако детальное критическое рассмотрение этой гипотезы показало, что она содержит ряд маловероятных допущений и находится в противоречии со многими фактами, а поэтому не может быть признана (Бушинский, 1954).

Химическая гипотеза развита в работах А. И. Смирнова с сотрудниками, Н. М. Страхова, Мак-Келви и Шелдона.

А. И. Смирнов, Р. Б. Ивницкая и Т. П. Залавина (1962) уточнили экспериментальные данные А. В. Казакова о растворимости фосфатов в морской воде с добавлением в равновесную систему CO_2 , F, SO_3 . Эти авторы установили, что изменение концентрации водородных ионов на единицу рН, т. е. в 10 раз, вызывает обратное изменение равновесной концентрации P_2O_5 также в 10—12 раз. При подщелачивании морской воды, насыщенной фосфатами, в первую очередь выпадает не кальцит, как предполагал А. В. Казаков, а фосфат. Океаническая вода с рН=8,1, содержащая CaO —560, F—1, SO_3 —2200¹ и CO_2 —73 мг/л может содержать в растворе 0,25—0,35 мг/л P_2O_5 . Состав искусственной океанической воды в опытах А. И. Смирнова и др. отличается от состава натуральной отсутствием магния. Весьма интересным в их опытах является получение фторсульфатапатита — $\text{Ca}_{9,60}\text{Na}_{0,40}\text{P}_{5,04}\text{C}_{0,56}\text{S}_{0,40}\text{O}_{23,44}\text{F}_{2,24}(\text{OH})_{0,32}$ — из раствора морской воды с удвоенным против нормы содержанием SO_3 (4,5 г/л) и CaO (1,05 г/л).

Подобный фосфат (фторкарбонатапатит и франколит с повышенным содержанием SO_3 и Na_2O), судя по данным Е. В. Орловой (1951), распространен в фосфоритах Северной Африки. Возможно, что воды, где происходило его отложение, характеризовались повышенным содержанием сульфатов.

Найденные А. И. Смирновым и др. (1961) равновесные концентрации фосфатов в морской воде, равные 0,25—0,35 мг/л P_2O_5 , примерно отвечают концентрациям растворенных фосфатов, наблюдавшимся в глубинах морей. Например, концентрация P_2O_5 в придонных водах моря вблизи Калифорнии, где на дне известны современные или молодые фосфоритовые желваки и плитки, равна 0,15—0,20 мг/л, а величины рН варьируют от 7,7 до 8,5 (Emery, 1960).

В результате своих опытов А. И. Смирнов и его сотрудники (1962) пришли к выводу, что осаждение фосфата как из морской, так и из грунтовой (иловой) воды возможно в результате ее подщелачивания путем удаления CO_2 или смешения с более щелочными водами. Авторы полностью игнорируют возможность осаждения фосфатов путем увеличения их концентрации в результате разложения органических остатков на дне моря.

В гипотезе А. В. Казакова оставалось без доказательств одно из основных положений — возможность удаления CO_2 путем ее диффузии из вод восходящих течений, в результате чего эти воды могли бы подщелачиваться и осаждать фосфат. А. И. Смирнов (1962) выполнил расчет возможной диффузии CO_2 в восходящих течениях и пришел к заключению, что для осаждения фосфоритов Каратау потребовалось бы времени в миллион раз больше, чем протекло от архея до наших дней. Отсюда он сделал вывод о малой вероятности влияния диффузии CO_2 на ход осаждения фосфатов из морской воды.

А. И. Смирнов (1964) предложил три новых варианта химической гипотезы. В природной обстановке он усматривает три достаточно мощных источника вод осадителей фосфатов из морской воды. Рассмотрим, насколько предполагаемые им источники реальные и мощны.

Первый источник — это иловые воды, в которых содержание P_2O_5 достигает 5—6 мг/л. При быстром смешении этих вод во время донных перемывов с водами восходящего течения, близкими к насыщению фосфатами, происходило, по мнению А. И. Смирнова, образование фосфоритов в глауконитовых фосфатоносных формациях.

Против этого допущения свидетельствуют следующие факты. На фациальных профилях глауконитовых формаций фосфориты встречаются, начиная от зоны мелководья и до зоны тонких известковых или глинистых илов, где никаких следов взмучивания или перемыва не наблю-

¹ По личному сообщению А. И. Смирнова, в его статье 1964 г. и в статье с соавторами 1962 г. ошибочно напечатано содержание SO_3 220, а нужно 2200 мг/л.

дается. Если бы при взмучивании ила из раствора выпали тонкие фосфатные частицы, то они неизбежно были бы рассеяны волнами и отложились в спокойной воде вместе с другими тонкими частицами: глинистыми, карбонатными или кремнистыми. В действительности же наибольшие скопления желваковых фосфоритов наблюдаются не в тонких, а в грубых осадках. Кроме того, при смешении иловых вод с водами бассейна наряду с подщелачиванием первых неизбежно произойдет и разбавление содержащихся в них фосфатов, так что степень насыщения ими смешанной воды останется прежней. Но самое существенное состоит, по-видимому, в том, что во многих илах значения рН бывают такими же или даже выше, чем в наддонной воде (Бруевич и Зайцева, 1958). В таких случаях проще допустить осаждение фосфатов непосредственно из илового раствора.

Второй источник щелочных вод, якобы возможный для подщелачивания вод восходящих течений, представляют, по мнению А. И. Смирнова, воды первых стадий осолонения морской воды с резко повышенными концентрациями Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} и F^- . Но осолоняющиеся заливы, лагуны и прибрежные озера питаются водами, притекающими из моря, а не наоборот. В районах морского побережья неизвестно сколько-нибудь значительных потоков осолоняющихся вод, текущих в сторону моря и способных подщелачивать огромные водные массы восходящих течений. Вероятно, такие потоки не существовали и в геологическом прошлом.

Третий источник щелочных вод, по мнению А. И. Смирнова, это воды суши, где интенсивно развивается кора выветривания кристаллических (преимущественно эффузивных) пород. В действительности опубликованные гидрохимические материалы показывают, что воды в районах интенсивного развития коры выветривания (Индонезия, Гавайские о-ва и др.), стекающие как с эффузивных, так и с других пород, имеют нейтральную реакцию. Следовательно, эти воды не способны ничего подщелачивать. Правда, в низах гумидной коры выветривания иногда встречаются слабощелочные воды, но они либо малодобитные, либо совсем застойные.

Таким образом, ни один из предложенных А. И. Смирновым источников вод осадителей фосфатов не является реальным и значительным.

Проверка возможности осаждения фосфата кальция из морской воды была выполнена также Е. В. Рожковой, М. Б. Серебряковой и Г. В. Макаровой (1962). Рассмотрев результаты опытов А. В. Казакова, авторы отмечают, что сравниваемые им условия искусственного и природного осаждения фосфатов несопоставимы. «Значения рН 7,9—8,3 (зона фотосинтеза) и 6,97—9,02 и 9,24 в равновесных жидких фазах (над осадком) настолько различны, что об их совпадении не может быть и речи» (стр. 49). Правда, в работе 1939 г. А. В. Казаков дает более узкий интервал последних значений, равный $8,0 \pm 0,5$. Е. В. Рожкова и ее сотрудники производили опыты по осаждению фосфата кальция из раствора морской соли и получили следующие результаты. Осаждение фосфата наблюдалось из раствора с содержанием P_2O_5 4,9 мг/л, а с содержанием 4,1 мг/л не происходило даже при рН 9,0. «Таким образом,— заключают авторы,— рассуждения А. В. Казакова о возможности выпадения фосфата кальция при подъеме глубинных вод с содержанием P_2O_5 0,70 мг/л в зону шельфа построены без учета реально существующих закономерностей» (Рожкова и др., 1962, стр. 59).

Следует заметить, что если в опытах А. И. Смирнова содержание CaO в исходном растворе было немного завышено против нормальной морской воды — 560 вместо 420 мг/л, то в опытах Е. В. Рожковой с сотрудниками оно сильно занижено — 180,6 и 89,6 мг/л; поэтому установленную ею минимальную концентрацию P_2O_5 4,1 мг/л следует в примечении к морской воде уменьшить в 2,5 раза. Несмотря на это вывод авторов остается в силе.

Определение насыщенности морской воды фосфатом кальция производили О. И. Дмитренко и Г. А. Павлова (1962). Их опыты показали большую сложность этой работы. В качестве предварительной величины ими определена растворимость трехкальцийфосфата в морской воде с рН 7,8—7,4, равная 0,7 мг/л.

Таким образом, величины равновесных концентраций фосфатов, растворенных в условиях морской воды, получились у разных авторов различные. Очевидно, необходимы дальнейшие исследования вплоть до получения воспроизводимых результатов.

О степени насыщенности морских вод растворенными фосфатами можно судить и по геологическим данным. Так, по наблюдениям С. К. Гиппа и Л. С. Гликмана, на дне океанов сохранились только наиболее стойкие части зубов в виде эмали и дентина, а кости растворены полностью. Корродированные зубы наблюдались не только в илу, но и над его поверхностью. Следовательно, океаническая вода на больших глубинах недосыщена фосфатами.

На малых глубинах (30—300 м) у берегов Калифорнии Эмери (Emery, 1960) по подводным фотоснимкам наблюдал фосфоритовые желваки, лежащие на поверхности дна. Следов их коррозии он не указывает. В меловых отложениях Русской платформы часто встречаются поверхности размыва, нередко источенные сверлящими организмами. В районах Брянска, Курска, на Дону и на Волге такие поверхности имеют повышенные содержания P_2O_5 обычно 1—3%, редко 10%. На Павловском выступе гранитов на Дону встречаются белые фосфоритовые корки. Можно предположить, что фосфат в составе этих корок и поверхностей был осажден из раствора морской воды. Его осаждение, вероятно, происходило в подвижной воде, но не в форме тонкой взвеси, а путем замещения кальцита фосфатом, прилипания или нарастания, подобно накипи на стенках сосуда. Таким способом могла образоваться и глянцевая корка курского саморода. Очевидно, на малых глубинах морей местами встречались такие условия, в которых фосфаты осаждались непосредственно из морской воды. Хоперский фосфорит является наиболее типичным представителем химически осажденного фосфата (Бушинский, 1954). Образование хоперских фосфоритов и переслаивающихся с ними железных руд связано, по-видимому, с привносом фосфора и железа реками.

Иловые растворы в районах образования фосфоритов были насыщены и пересыщены растворенными фосфатами. На это указывают многочисленные жеоды или корки радиальнолучистого фосфата и случаи замещения кальцитовых раковин, спонгиновых губок и древесины фосфатом. Кости животных, захороненные среди фосфоритовых слоев, сохранились лучше, чем среди других пород. Но во многих фосфоритовых слоях наблюдаются и следы коррозии или замещения фосфата кальцитом, доломитом, халцедоном и кварцем. Эти явления свидетельствуют с неустойчивости или непостоянстве насыщения иловой воды фосфатом. Выяснение причин этой неустойчивости должно быть предметом отдельной работы.

Н. М. Страхов (1960₁), отмечая, что палеогеографические карты для ряда фосфатонакопивших морей заведомо не удовлетворяют гипотезу А. В. Казакова, вносит свои разъяснения по этому вопросу. Во внутриконтинентальных морях платформенного типа, в связи с их относительной мелководностью, глубина зоны взмучивания была сравнительно небольшой, а ниже ее находилась зона спокойной воды, где накапливались растворенные фосфаты. Следовательно, в наиболее глубокой придонной части относительно мелководных платформенных морей, по предположению Н. М. Страхова, могли создаваться такие концентрации фосфатов, которые разрешали химическую садку P_2O_5 в областях восходящих течений, идущих с относительно малых глубин.

Однако с этим трудно согласиться, так как в некоторых бассейнах фосфориты отлагались у западных, восточных, северных и южных берегов или мелководий. Таким является сеноманский бассейн Днепровско-Донецкой впадины (фосфориты в районе Канева, Курска, нижнего Дона и Изюма) и нижнекембрийский бассейн Куньмин-Сычуаньской впадины. Представить же одновременное существование восходящих течений к противоположным берегам этих впадин довольно трудно. Не менее сложно представить образование фосфоритов, отложившихся в центральной части залива Подмосковского сеноманского моря.

Изучая размещение фосфоритовых месторождений мира, Е. В. Орлова (1951) и Н. М. Страхов (1960—1962) впервые заметили, что наиболее крупные и богатые фосфоритовые залежи возникали в морях аридных зон. Соленость этих морей, по мнению Н. М. Страхова была лишь слегка выше нормально-морской или даже практически от нее не отличалась. Так, крупнейшие фосфоритовые залежи верхнего мела и эоцена Северной Африки образовались в аридной полосе того времени, точнее — на краю ее (хотя временно там проходила граница гумидной зоны, на что указывает присутствие оолитовых железных руд в Тунисе). Наибольшая интенсивность фосфатонакопления в пермской формации Фосфория западных штатов США приходится на ее южную часть, целиком принадлежавшую аридной зоне; по мере движения на север происходила смена аридных условий на гумидные и уменьшение фосфоритонности. Кембрийские фосфориты Каратау Н. М. Страхов также относит к аридной зоне на основании ассоциации их с доломитами, которые в палеозое были типичным образованием аридных зон в самые начальные моменты осолонения бассейна.

Приуроченность богатых фосфоритов в основном к аридному климату Н. М. Страхов объясняет тем, что именно в аридных областях, где господствуют постоянные ветры одного направления, вызывающие восходящие течения, согласно гипотезе А. В. Казакова, имеются наиболее благоприятные условия для накопления мощных фосфоритовых залежей. Кроме того, в морях аридных зон, несколько более минерализованных, несомненно наступало насыщение и даже некоторое пересыщение их фосфатами вследствие постоянного удаления воды при испарении. Это содействовало химическому осаждению фосфатов.

По вопросу о восходящих течениях следует сказать, что ни в одном случае их связь с пластовыми фосфоритами не установлена сколько-нибудь бесспорно. Напротив, для ряда фосфоритоносных районов имеются факты, указывающие на отсутствие такой связи. Так, фосфоритоносный бассейн формации Фосфория был отделен от открытого моря орогенной зоной Манхэттен и платформой Лемхи, которые могли представлять немаловажное препятствие для восходящих течений. Фосфориты Алжира, Туниса и Египта отлагались в проливах или заливах, труднодостижимых для восходящих течений (Орлова, 1951; Visse, 1952; Рушди, Саид, 1965). Наконец, в областях современных восходящих течений западного берега Африки фосфориты не найдены, а у западного берега Америки известны только рассеянные желваки и плитки фосфорита, главным образом вымытые из более древних осадков.

Разнонаправленная косая слоистость пластовых фосфоритов Каратау свидетельствует о разной направленности движений воды. Скорее всего это были приливо-отливные или волновые движения (Бушинский, 1963). Это подтверждается и разным наклоном фосфоритовых галек в отдельных слоях (фиг. 1).

Что касается увеличения минерализации вод при испарении, то оно скорее вызывает садку карбонатов, чем фосфатов. К этому можно добавить, что доломиты или доломитизированные известняки — характерные спутники пластовых фосфоритов — совсем не встречаются в современных областях восходящих течений.

Ни А. В. Казаков, ни А. И. Смирнов в описаниях своих опытов не указывают размеры осажденных фосфатных частиц. Но в работе Е. В. Рожковой с сотрудниками говорится, что выделившиеся из раствора фосфатные частицы оказались весьма тонкими и не осаждались в течение нескольких дней. Отсюда ясно, что если бы такие тонкие фосфатные частицы и выделились из воды восходящего течения, то они были бы разнесены этим течением по океану.

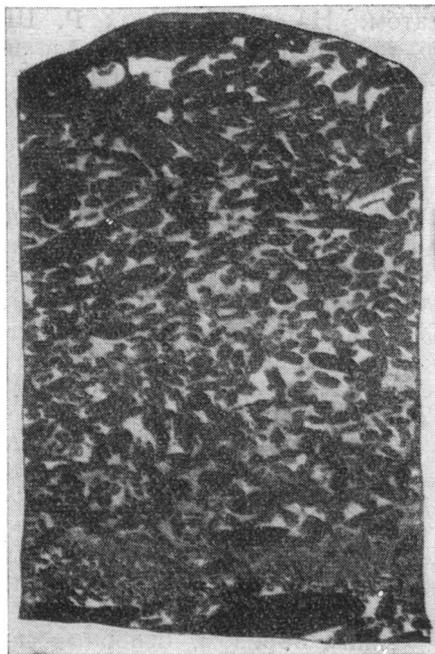
У зарубежных геологов химическая гипотеза А. В. Казакова тоже получила признание, хотя с оговорками.

Х. Сальван (Salvan, 1959) отметил, что химическая теория А. В. Казакова имела успех, так как она давала точные указания для прогнозирования фосфатов, и что на основе ее применения открыто крупное месторождение Каратау. Последнее утверждение Х. Сальвана представляет фактическую ошибку, так как каратауские фосфориты найдены случайно при геологической съемке. Что касается первого утверждения Х. Сальвана, то и оно подвергается сомнению. Как следует из материалов М. Бронгерсма-Сандерс (1962), области современных восходящих течений в основном совпадают с областями массовой гибели организмов. Поэтому установить истинную причину накопления фосфатов, биогенную или химическую, не так просто. Соответственно и признаки для прогнозирования фосфоритов как по химической, так и по биолитной теории оказались сходными, а прогрессивность первой из них кажущаяся.

Мак-Келви (McKelvey, 1963) признает гипотезу А. В. Казакова и вносит в нее ряд поправок и дополнений. По его мнению, геологические явления, сопровождающие восходящие течения, сложны: фосфаты осаждаются либо биохимически, либо неорганически вследствие повышения рН; кремнезем осаждается биохимически диатомеями, силикофлагеллятами и губками; карбонаты — либо химически, либо биохимически в теплых прибрежных водах. В некоторых областях восходящих течений встречаются гуано или гуанизированные породы, например у берегов Перу. Многие морские черные битуминозные сланцы и пластовые кремни, кроме кремней, переслаивающихся с вулканогенными породами или слагающих мощные толщи и эвгеосинклиналях, могут служить признаками нахождения фосфоритов, хотя не всегда промышленных.

По мнению Е. Лянь-цзюня (1959), воды восходящих течений проникли во внутренние моря Китая, где происходило отложение фосфоритов на небольших глубинах. Доказательств прежнего существования этих течений не приводится.

Р. Шелдон (Sheldon, 1964), так же как и Мак-Келви, считает, что источником фосфатов для образования фосфоритов являются глубинные воды, приносимые восходящими течениями. При этом фосфаты



Фиг. 1. Плоскосталечный фосфоритовый конгломерат

Гальки в слоях наклонены то беспорядочно, то вправо, то влево. Малый Каратау, месторождение Чулактау, нижний кембрий, $\frac{1}{5}$ нат. величины

осаждаются либо химически, либо биохимически, а кремнезем — биохимически. Он рассмотрел палеогеографию современных и древних фосфоритоносных бассейнов и нашел, что фосфориты отлагались в теплых морях, в пределах географических широт от 5 до 42°. Этот его вывод подтверждает прежние данные Н. С. Шатского (1955) и Н. М. Страхова (1960₁) о связи образования фосфоритов с теплым климатом. На приведенных Р. Шелдоном палеогеографических картах ордовикского, карбонного и пермского фосфоритоносных бассейнов США, а также юрских бассейнов Перу и Мексики и мел-эоценового бассейна Северной Африки и Турции показаны предполагаемые направления ветров и морских течений. Линии широт на этих картах нанесены по палеомагнитным данным. Во всех случаях направления ветров и течений идут примерно вдоль берега. На карте пермского бассейна США это подтверждается направлением косой слоистости золотых песков. С прибрежными течениями бывают связаны и восходящие токи воды. Самое неясное в этих картах — это контуры береговой линии и глубины бассейнов. Даже в наиболее изученном пермском бассейне США многие важные детали прохождения береговой линии не ясны, а разнос кварцевого песка шел не только к югу, но и от суши Колорадо к северу, т. е. против предполагаемого Р. Шелдоном течения (Sheldon, 1963, fig. 36). Очевидно, для выяснения древних морских течений предстоит большая работа в будущем.

Отложение богатых пластовых и многих желваковых фосфоритов происходило в подвижной воде на мелководье и сопровождалось многократным их перебиванием (Бушинский, 1963; Смирнов, 1962). Однако ни один из вариантов химической гипотезы не объясняет, как в таких условиях может идти кристаллизация и осаждение тонких фосфатных частиц из вод бассейна.

Таким образом, основные положения химической гипотезы происхождения морских фосфоритов либо противоречат геологическим фактам, либо остаются недоказанными. Новые ее варианты, предложенные различными авторами, также не улучшают эту гипотезу.

в. Вулканогенно-осадочная гипотеза

Известно, что непосредственно в вулканогенно-осадочных и вулканогенных кремнисто-сланцевых отложениях встречаются только бедные фосфориты, а богатые и крупные месторождения приурочены к областям платформ или миогеосинклиналей, где проявления вулканизма отсутствуют или ничтожны. В миогеосинклинальных областях, по мнению Н. С. Шатского (1955), фосфор и кремний имеют тоже эндогенное происхождение и принесены сюда из соседних вулканических областей. Фосфоритоносные толщи миогеосинклинали Малого Каратау и Скалистых гор в США Н. С. Шатский назвал отдаленной кремнистой вулканогенной формацией. Однако эта формация не содержит заведомо вулканогенных образований и настолько отдалена от районов одновременного вулканизма, что для установления ее генетической связи с вулканами необходимо весьма серьезное обоснование.

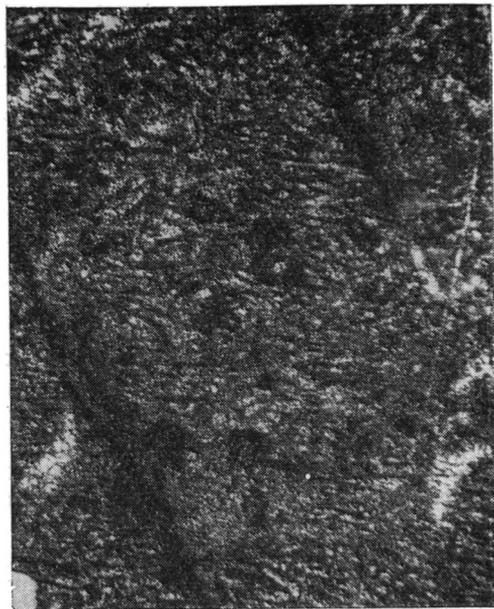
По этому вопросу весьма определенно высказался Н. М. Страхов (1960₂). «По всем данным гидрохимии следует ожидать,— писал он,— что максимальная садка фосфатов должна была иметь место вблизи от пункта высачивания гидротерм, там, где имеются наиболее высокие концентрации фосфатных растворов. С удалением от пунктов высачивания фосфаты во все возрастающей степени должны были смешиваться с морской водой, разбавляться в ней, соответственно, возможности для их химического выпадения в осадок, должны резко убывать. Отсюда ясно, что предположение Н. С. Шатского физико-химически не обосновано, противоестественно и поэтому принято быть не может» (стр. 248).

К этому замечанию Н. М. Страхова можно добавить, что фосфоритоносные пачки Малого Каратау и Скалистых гор имеют вполне определенный фациальный профиль, который зависит не от вулканизма, а от глубины бассейна. Накопление богатых фосфоритов происходило в мелководной зоне, в подвижной воде (Смирнов, 1962; Бушинский, 1963). Кроме того, в кремнистых породах фосфоритоносной пачки Малого Каратау Мэн Сян-хуа (1959) и мною найдены спонголиты (фиг. 2). Ранее эти породы считались вулканогенно-осадочными химическими образованиями. Спикулы губок указываются также в кремнистых породах и фосфоритах формации Фосфория в Скалистых горах.

Приведенные данные тоже свидетельствуют против гидротермально-осадочного происхождения фосфоритов этих двух бассейнов.

Однако полностью отрицать вулканогенный источник фосфора нельзя, на что указывают гидротермальные жилы с апатитом. При оценке гидротермального источника фосфора необходимо учитывать условия растворимости фосфатов. Если гидротермы обладают реакцией нейтральной или близкой к ней, то в них возможны только низкие концентрации фосфатов, может быть немногим более высокие, чем в современных реках. В таком случае для образования крупных фосфоритоносных бассейнов потребовалось бы огромное количество гидротермальных вод, едва ли не способное в течение геологического времени затопить сушу. Если же гидротермы несут кислую реакцию и соответственно богаты фосфором, то они неизбежно будут сопровождаться повышенной концентрацией алюминия и железа, которые должны занять определенное место в фациальном профиле фосфоритовых залежей. Однако в природе таких сочетаний не наблюдается; богатые фосфориты почти всюду бедны железом и алюминием и нигде не переслаиваются ни с вулканическими образованиями, ни с полимиктовыми или аркозовыми песчаниками, не содержат примесей этих материалов и не переходят в них фациально. Не наблюдалось также фациального перехода геосинклинальных фосфоритов в железные руды. Очевидно, идея Еганова (1964) о гидротермальном источнике фосфора фосфоритов Каратау не верна, так как она совершенно не считается с геохимией этого элемента.

Богаты фосфором, алюминием и железом ($P=3,0$; $Al=28,4$; $Fe=16,6$ мг/л) термальные источники Чатер на Яве; они кислые ($pH 2-3$). Вблизи них отложились сотни тысяч тонн ярозита и фосфата железа, близкого к дельвокситу (Беммелен, 1957). Откуда появился фосфор — не ясно, возможно от растворения осадочных фосфоритов кислыми термальными водами, тем более, что в них содержится много фтора — постоянного спутника фосфорита. На Яве известны осадочные фосфориты.



Фиг. 2. Спонголит из фосфоритоносной пачки Малого Каратау

Месторождение Джаньтас, нижний кембрий, увел. 40, николь один, обр. Мэн Сян-хуа

Следовательно, и с этих позиций приходится отрицать генетическую связь образования крупных и богатых фосфоритовых месторождений с гидротермальной или вулканической деятельностью.

2. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ И ОСОБЕННОСТИ ПЛАСТОВЫХ И ЖЕЛВАКОВЫХ ФОСФОРИТОВ

Содержание P_2O_5 в фосфоритовых желваках и в пластовых фосфоритах варьирует от 5 до 37%, т. е. представители как того, так и другого типа бывают бедными и богатыми. Но если считать на руду, т. е. на рудный пласт, то содержание P_2O_5 в желваковых пластах варьирует чаще от 5 до 10% и редко достигает 20%, мощность таких пластов обычно не превосходит 1 м. У пластовых фосфоритов нередко мощность равна 2—5 м и в ряде месторождений достигает 10 и даже 20 м при содержании P_2O_5 20—26%. Поэтому пластовые фосфориты представляют собой гораздо больший экономический, а соответственно и генетический интерес, чем желваковые. Добыча желваковых фосфоритов в зарубежных странах совершенно ничтожна.

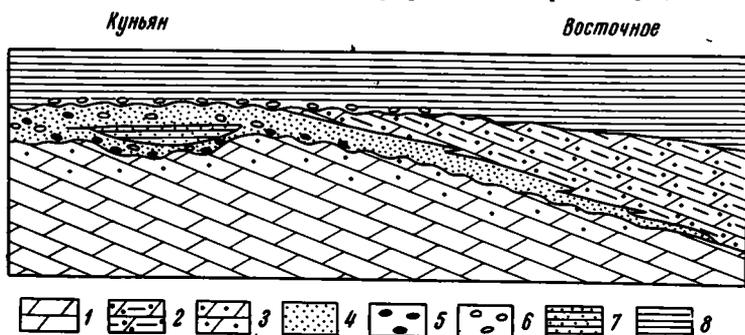
Отсюда возникает вопрос о причинах таких резких различий между этими двумя типами фосфоритов. Н. М. Страхов (1960₁, 1960₂) отмечает следующие особенности, якобы характерные для образования желваковых фосфоритов: 1) весьма замедленное осадкообразование и очень малые отложения терригенных частиц; 2) чрезвычайная распространенность перемывания осадка в процессе формирования фосфатных серий и его обогащения за счет выноса песчано-глинистых примесей; 3) развитие диагенетического перераспределения фосфатов; 4) залегание ближней к берегу части профиля на размытой поверхности, а удаленной — со слабым размывом или с отсутствием размыва.

В действительности все эти черты свойственны и пластовым фосфоритам примерно в одинаковой степени. Мощности фосфоритоносных пачек, содержащих пластовые фосфориты, даже в геосинклиналях, сравнительно небольшие, хотя эти пачки и отлагались в течение длительного времени. Например, мощность формации Фосфория, отвечающей примерно всему верхнему отделу пермской системы, равна 30—120 м, что указывает на весьма медленное ее накопление (McKelvey and others, 1959). Следы перемыва в ней отмечаются в виде фосфоритовых галек и окатанных обломков ракушек и костей, причем не только по окраинам бассейна, но не редко и в его центральной части. Еще ранее Л. Кайе (Cauyeh, 1941), детально изучавший фосфориты Северной Африки и Франции, отмечал, что перемывание характерно как для желваковых, так и для пластовых или зернистых фосфоритов. Микроскопическое изучение образцов фосфорита Каратау, отобранных по всему разрезу, показало, что перемывание фосфатных зерен было не эпизодическим, а длительным в течение всего времени накопления богатых и мощных пластов (Смирнов, 1962, 1964; Бушинский, 1963). Следы такого же длительного перемывания фосфатных зерен наблюдаются и в кембрийских фосфоритах Куньяна на востоке Азии. По личному сообщению Х. Сальвана, зернистые фосфориты Марокко, одни из богатейших в мире, отлагались в подвижной воде. Такая же подвижная водная среда характерна и для фосфоритов Алжира и Туниса (Visse, 1952).

Не менее развито в пластовых фосфоритах и диагенетическое перераспределение фосфатного вещества, на что указывал еще Я. В. Самойлов (1912). Оно выражено прежде всего в образовании фосфатных зерен, оолитов, пластообразных конкреций и фосфатизации кальцитовых скелетов брахиопод, моллюсков и иглокожих. Количество фосфатных зерен в фосфоритах Каратау составляет 50—60% (Смирнов, 1964), а в Северной Африке до 90%.

В богатых месторождениях пластовых фосфоритов Азии и США ближняя к берегу часть фациального профиля фосфоритоносной пачки залегает на размытой поверхности, а удаленная — со слабым размывом или без размыва (фиг. 3).

Трудно согласиться также с мнением Н. М. Страхова о том, что пластовые фосфориты практически лишены фауны и что в сторону выклинивания они переходят в желваковые. Если взять кембрийские фосфориты Азии, то пластовый тип фосфоритов содержит фауны, пожалуй,



Фиг. 3. Фациальный профиль фосфоритового пласта от мелководья в сторону прогиба. Район месторождения Куньян по данным И. Л. Ванга (Wang, 1942). Длина профиля около 30 км
1 — доломит свиты Дэнъян без фосфатных зерен (Sn_3); 2 — доломит той же свиты с фосфатными зернами; 3 — фосфорит пластовый зернистый ($Сп_1$); 4 — желваки зернистого фосфорита; 5 — фосфоритовые гальки; 6 — линза глины с зернами фосфорита; 7 — мергелистый доломит с фосфатными зернами, свита Лэйбо ($Сл_1$); 8 — черные аргиллиты свиты Цюньжусы ($Сл_1$)

больше, чем желваковый. В пластовых фосфоритах востока Азии часто встречаются спиккулы губок (почти в каждом шлифе) и нередко остатки хиолитов, радиолярий и различных проблематик. В пластовых фосфоритах Марокко содержится много толстостенных окатанных раковин фораминифер. Даже в селеукских и каратауских фосфоритах, которые изучал А. В. Казаков и считал немymi, впоследствии разными авторами и нами обнаружены спиккулы губок.

По направлению к мелкоководной зоне пластовые фосфориты разубоживаются карбонатным, глинистым и кремнистым материалом и полностью исчезают. Случаи, когда при этом появляются желваки, крайне редки. Напротив, отмечается присутствие желваков в богатом пластовом фосфорите на востоке Азии (фиг. 4 и 5) и в Алжире (Visse, 1952). В направлении от богатой зоны к берегу происходит разубоживание фосфоритов песчано-алевритовым материалом, кальцитом или доломитом и появление фосфоритовых галек, крупных оолитов, а иногда и желваков. Такие крупные оолиты в формации Фосфория американские геологи называют желваками. В Малом Каратау развиты пластовые фосфориты, богатые и бедные, а в Большом Каратау — желваковые (пласты от 5—7 и до 17 м) примерно того же возраста. Непосредственного перехода между ними не наблюдается.

По мнению Н. М. Страхова, высокие концентрации фосфатов в аридных зонах возникали на дне сразу же в первичном седиментационном акте. Приведенные данные заставляют сомневаться в этом. Напротив, диагенетическое перераспределение фосфатного материала с образованием фосфатных зерен и оолитов и перемывание их с выносом тонких нефосфатных частиц служило весьма важным фактором при накоплении как желваковых, так и богатых пластовых фосфоритов, независимо от климатической зоны (Бушинский, 1963; Смирнов, 1962, 1964).

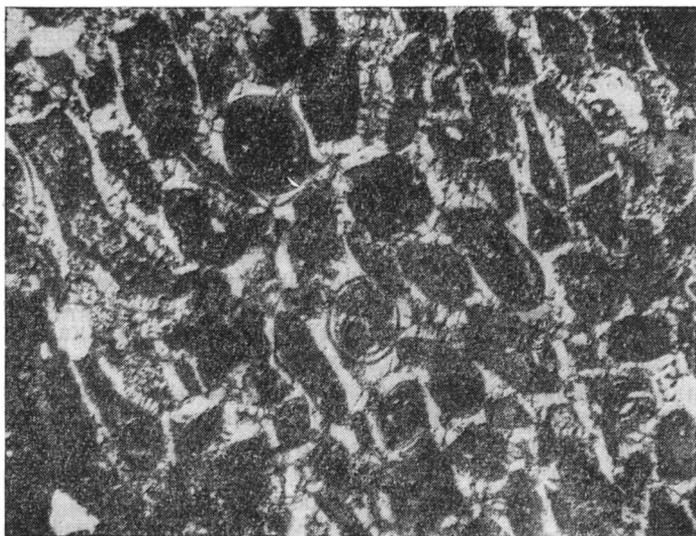
Пластовые и желваковые фосфориты изучались нами на Русской платформе, в Сибири, а также на западе и востоке Азии.

Интересны две новые разновидности фосфоритовых желваков. Одна из них состоит из округлых фосфатных зерен размером 0,1—0,4 мм, заключенных в фосфатный, карбонатный или глинистый цемент. Такие



Фиг. 4. Желваковые конкреции зернистого фосфорита в пластовом зернистом фосфорите

В цементе хорошо видны светлые фосфатные зерна, но в конкреции они не различимы, так как заключены в такой же по цвету фосфатный цемент, восток Азии, нижний кембрий, увел. 18



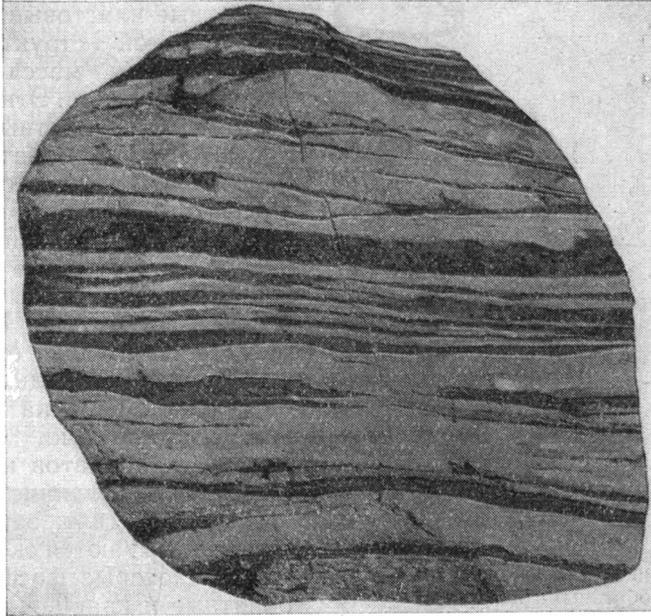
Фиг. 5. Микрофотография шлифа той же конкреции, что на фиг. 4

Фосфатные зерна заключены в окристаллизованном франколите, увел. 650, николи +

желваки мы будем называть зернистыми или пеллетитовыми. Они изредка встречаются в сеномане Брянской области, в сантоне и в маастрихте Актюбинской области, в верхнем волжском ярусе Московской

области и в кембрийских и пермских отложениях на востоке Азии (см. фиг. 4 и 5).

Желваки другой разновидности по составу фосфатно-кремнистые или кремнисто-фосфатные. Обычно они черные, уплощенно-округлые, размером 0,5—6 см. Кремнистое вещество в них представлено частью микрокристаллическим кварцем и халцедоном, которые находятся в тонкой смеси с фосфатом, частью в виде агрегатов кварца, выполняющих радиальные или концентрические трещины желваков или замещающих фосфат. Такие желваки встречаются в отложениях нижнего кембрия Каратау, Тянь-Шаня, Горной Шории, а также в кембрийских и синийских



Фиг. 6. Пластообразные конкреции фосфорита (светлые)
в красном мергеле
Восток Азии. Рифей (синий), $\frac{1}{2}$ нат. величины

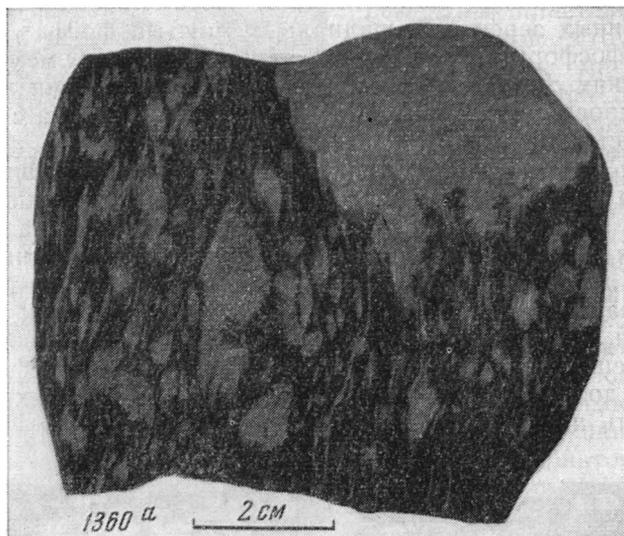
отложениях востока Азии. В молодых осадках они неизвестны. Кремнисто-фосфатные желваки залегают среди глинистых или кремнисто-глинистых сланцев, местами самостоятельно, местами вместе с пластовыми фосфоритами.

Фосфориты пластового типа залегают в виде сплошных пластов. По форме среди них различаются протяженные пласты и линзы. Некоторые линзы представляют собой пластообразные конкреции. Толщина их варьирует от долей миллиметра до нескольких десятков дециметров, длина — от 1 мм до десятков метров. В плане они округлые или неправильные, объемно имеют вид лепешек или блинов, нередко с дырками. Окончания их в разрезе округлые, острые или занозистые (фиг. 6). Такие пластообразные конкреции, но кремнистого или карбонатного состава, известны в литературе (Бушинский, 1962).

Пластообразные конкреции фосфорита наблюдались в рифейских отложениях западного Прибайкалья и во многих местах среди кембрийских отложений Азии. На востоке Азии они залегают среди синийских бескарбонатных глинистых сланцев и местами сгущаются, образуя протяженный фосфоритовый пласт. Многие пластообразные конкреции протягиваются на несколько метров и в разрезе имеют вид лент. Фосфори-

приносящих магний, фосфор и битумы. В этих фосфоритах часто встречается лиловый и бесцветный флюорит и жеоды доломита с кальцитом.

Таким образом, находки фосфоритовых желваков зернистого строения, пластовых кварцево-песчанистых фосфоритов и пластообразных конкреций фосфорита несколько сглаживают различия между пластовыми и желваковыми фосфоритами. Эти два типа имеют и другие общие черты и особенности.



Фиг. 9. Брекчия грануляции. Состоит из реликтов известняка (светлое) и замещающего их фосфатно-карбонатного графитистого цемента
Горная Шория, верхний рифей

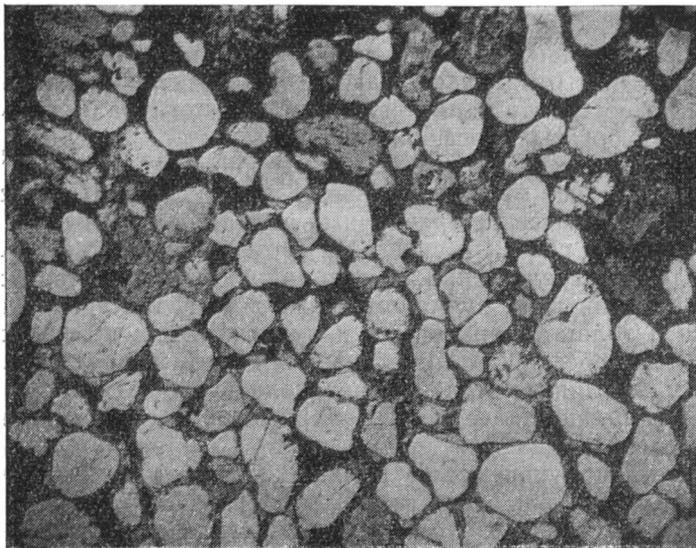
Ряд особенностей желваковых и пластовых фосфоритов проявляется в их ассоциациях с другими породами, минералами и химическими элементами.

Для богатых пластовых фосфоритов мира характерна ассоциация с доломитами, доломитистыми известняками, кремнистыми породами и кварцевыми песчаниками. Доломиты диагенетические (пятнистые) и неясного происхождения — светлые и темные до черных, нередко мергелистые. Вместе с фосфоритами нижнего кембрия на востоке Азии и в пермской формации Фосфория в США встречаются зернистые (пеллетитовые) или копрогенные доломиты. Более или менее доломитистые известняки сопровождают пермские фосфориты США и сенонпалеогеновые фосфориты Северной Африки и Аравийского полуострова. В этих известняках содержится много остатков донных моллюсков, иглокожих и брахиопод, указывающих на бентогенное происхождение известняков. В сторону глубокого моря фосфориты замещаются карбонатными или кремнистыми породами.

Толщи доломитов и доломитизированных известняков отлагались, согласно Н. М. Страхову и др., в полуизолированных бассейнах и не известны на открытых шельфах океанов, ни современных, ни древних.

Кремнистые породы, сопровождающие кембрийские и более молодые фосфориты, бывают пластовые и желваковые, светлые до черных, часто с остатками спикул губок и радиолярий, реже — диатомовых водорослей (Алжир). Очевидно, происхождение этих пород в значительной мере или полностью биогенное.

Почти для всех богатых и для многих бедных фосфоритоносных пачек характерна либо примесь кварцевого песка, либо присутствие кварцевых песчаников, либо фациальный переход фосфоритов в кварцевые песчаники. Эта ассоциация прослеживается в верхнепротерозойских, рифейских и кембрийских фосфоритах Малого Каратау, Атасуйского



Фиг. 10. Кварцевый песчаник из основания фосфоритоносной пачки Малого Каратау
Месторождение Кокджон, нижний кембрий, увел. 18, обр. Мэн Сян-хуа

района, Улутау, Енисейного края, Сангилен (Тува), Западного Прибайкалья и востока Азии (провинции Юннань, Хунань, Гуйчжоу, Аньхой, Хэнань, Шаньси и Шэньси) (Основы геотектоники Китая). Кроме того, примесь кварцевого песка и алеврита или присутствие кварцевых песчаников и алевролитов отмечается в фосфоритах Скалистых гор, Флориды, Марокко, Алжира, Египта, Ирака, Сирии, Турции, Армении, Русской и Сибирской платформ.

В фосфоритах месторождения Аксай Малого Каратау из числа терригенных минеральных зерен присутствует почти исключительно кварц (Смирнов, Тушина, 1962₂). Кварцевые песчаники отмечает также Э. А. Еганов (1964) в основании фосфоритоносной пачки (чулактауская свита) Малого Каратау. Зерна кварца у них хорошо окатаны и составляют 80—90% породы (фиг. 10). Эти песчаники залегают на выветрелой поверхности малокаройской свиты, содержат примесь каолинита и слюды и фациально замещают нижние доломиты.

Присутствие кварцевых песчаников или примесь кварцевого песка в богатых фосфоритах указывает на поступление терригенного материала с гумидных равнин и о примыкании даже геосинклинальных морских районов фосфатонакопления к платформенным областям, которые были тогда сушей и служили источником терригенного материала.

Действительно, фосфоритоносный морской бассейн Западного Прибайкалья примыкал к Сибирской платформе, пролив Малого Каратау располагался между двумя массивами суши платформенного характера, бассейны китайской части Тянь-Шаня примыкали к Таримской платформе, бассейн Фосфория примыкал к Североамериканской платформе. Фосфатные моря платформенных областей западной и северной Афри-

ки, Аравийского полуострова, Русской, Сибирской и Китайской платформ получали терригенный материал со стороны платформ, а не со стороны геосинклиналей. Только в Улутау, судя по образцам пород, доставленных мне А. Л. Книппером, окатанность даже крупных кварцевых зерен плохая. Источником их послужила, по-видимому, местная кора выветривания гранитоидов.

Аркозовые и полимиктовые песчаники, граувакки и вулканогенно-кремнистые породы не встречаются вместе с богатыми фосфоритами.

Кварцевые песчаники, как известно, являются платформенными образованиями. Они отлагались также в миогеосинклиналях, которые находились по соседству с платформами. Аналогична и тектоническая приуроченность богатых фосфоритов.

Цепь кембрийских фосфоритовых месторождений и фосфатопоявлений, протягивающаяся от Улутау через Каратау, Тянь-Шань и до Вьетнама на 7000 км, пересекает различные области в отношении вулканизма и палеорельефа соседней суши. На этом пространстве богатые фосфориты нигде непосредственно не ассоциируют ни с вулканогенно-осадочными породами, ни с вулканогенными или гидротермальными эманациями, ни с толщами аркозовых и полимиктовых песчаников и граувакк. Богатые фосфориты, известные в Малом Каратау, становятся бедными или выклиниваются при переходе в эвгеосинклинальную область Тянь-Шаня, но далее вблизи Таримской, Кандэнской и Тонкинской платформ обогащаются вновь.

Несмотря на приуроченность большинства богатых фосфоритов к аридному климату, они отсутствуют в соленосных формациях или в ряду пород: известняк — доломит — гипс (или ангидрит) — галит — сильвин, слагающих соленосные формации.

Однако гипсоносные красноцветные лагунные отложения примерно того же возраста, что и фосфориты, располагаются южнее Алжиро-Тунисского бассейна и восточнее бассейна Фосфория. В пограничной полосе между фосфоритоносными и гипсоносными бассейнами фосфориты бедные или отсутствуют совсем. В районе Гафсы (Алжир) гипсы залегают на 20 м выше фосфоритов, а в Куруктаге и на юге провинции Хэнань фосфориты и гипсы разделены толщей карбонатных пород мощностью несколько десятков метров. Непосредственного контакта гипса с фосфоритами не наблюдалось.

Богатые фосфориты нигде непосредственно не связаны с промышленными марганцевыми или железными рудами, не переслаиваются с ними и не переходят в них фашиально. Однако марганцовистые и железистые слои нередко сопровождают богатые фосфориты в рифее и кембрии Азии.

Бедные фосфориты сопровождаются разнообразными породами: доломитами, известняками, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, кремнистыми и даже вулканогенно-осадочными породами.

Уран, редкие земли и фтор являются неизменными компонентами фосфоритов. Общей и характерной чертой этих элементов является их свойство изоморфно входить в решетку апатита. Эта решетка обладает способностью поглощать или адсорбировать указанные элементы из водных растворов. При этом уран и редкие земли замещают кальций, а фтор — группу ОН. Такое замещение происходит не всегда в момент осадконакопления, а часто в стадию диагенеза или позднее. При окремнении, кальцитизации и доломитизации фосфорита вытесненный фтор осаждается в форме флюорита, а фосфор — в виде так называемого низкотемпературного апатита. В черных фосфоритах встречаются и самостоятельные минералы урана. Очевидно, накопление этого элемента в фосфоритах связано как с фосфатами, так и независимо от них — с органическим веществом.

3. БИОХИМИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ПРОИСХОЖДЕНИЯ МОРСКИХ ФОСФОРИТОВ

Изложенные материалы позволяют высказать новую гипотезу образования морских фосфоритов. Согласно этой гипотезе, фосфор в форме растворенных фосфатов и органических соединений доставлялся в моря, где происходило образование фосфоритов, главным образом реками, стекавшими с гумидных равнин. Местами источником фосфора могли быть и восходящие течения. В море фосфор концентрировался организмами, преимущественно планктонными, которые использовали его на построение своего скелета и мягких частей тела. Отмирание организмов происходило естественным образом, но в некоторых районах могло сопровождаться и длительным массовым отмиранием, о чем говорилось выше. Отмершие организмы падали на дно, где разлагались, освобождали свой фосфор, который затем переходил из органической формы в фосфат. При этом часть растворенного фосфора диффундировала обратно в придонную воду и снова поступала в биогенный круговорот, а часть осаждалась среди ила или песка в форме различных конкреций, псевдоморфоз и неправильных масс.

Чтобы в илу на дне моря создалось пересыщение грунтового (илового) раствора фосфатом, необходим обильный дождь отмерших организмов и быстрое их разложение на дне. Это возможно при условии повышенной концентрации растворенных фосфатов в зоне фитопланктона (верхний слой воды мощностью до 150 м) и малой глубины. Если зона фитопланктона богата растворенными фосфатами, то в ней происходит пышный расцвет планктона, а соответственно постоянное и массовое его отмирание. Малая глубина необходима для того, чтобы отмершие, падающие вниз организмы не успели разложиться по пути ко дну, чтобы они донесли свой фосфор до дна. Повышенная температура воды способствует быстрому и более полному разложению органических веществ и освобождению из них фосфора.

При малом поступлении отмерших организмов на дно и медленном их разложении освобожденный из них фосфор диффундирует в придонную воду и не успевает создавать в грунтовом растворе пересыщение, необходимое для осаждения фосфата. Такое пересыщение может создаваться в тех случаях, когда поступление органического фосфора в ил превышает отток фосфатов из ила в придонную воду.

Океанографические данные позволяют уточнить условия образования фосфоритов. Наиболее высокие концентрации растворенных фосфатов в море обнаружены С. В. Бруевичем и Е. Г. Виноградовой (1947) в грунтовых растворах Каспийского моря и затем С. В. Бруевичем и Е. Д. Зайцевой (1958) тоже в грунтовых растворах Берингова моря.

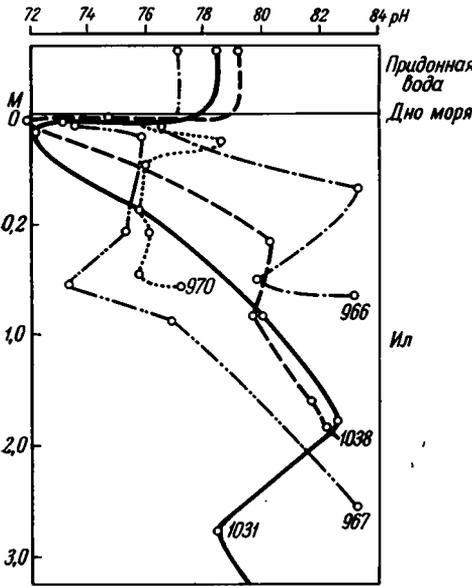
В придонной воде на разных глубинах Берингова моря содержание Р фосфатного варьирует от 0,08 до 0,13 мг/л, т. е. близко между собой. В грунтовых растворах илов на шельфе содержание Р фосфатного изменяется от 2,5 до 7,48 мг/л. Как видно, концентрация фосфатов в грунтовых растворах в 30—90 раз выше, чем в придонной воде. Вместе с фосфором в грунтовых растворах шельфа сильно возрастает щелочной резерв (щелочность), содержание кремнезема и аммиачного азота.

На больших глубинах содержание фосфатов в грунтовых растворах равно 0,25—0,36 мг/л, т. е. низкое, всего в 2—3 раза выше, чем в придонной воде. Это происходит главным образом потому, что до больших глубин достигает лишь стойкое органическое вещество. Оно разлагается очень медленно, поэтому мало изменяет состав грунтовых растворов и вызывает только слабые диагенетические процессы.

Значения рН придонных вод варьируют от 7,4 до 8,11, чаще всего равны 7,8; в грунтовых растворах колебания рН верхнего слоя ила на-

ходятся в пределах 7,2—7,8, а нижних слоев — обычно 7,5—8,3 (фиг. 11). В грунте вода часто подщелачивается, вероятно, от присутствия аммиака. В мелководных станциях значения рН верхней зоны ила обычно равно 7,5—7,6.

В северной части Каспийского моря на мелководье с глубинами до 10 м содержание Р фосфатного в грунтовых растворах илов равно 1,1 мг/л, а в песках и песчанистых илах значительно ниже — около 0,03 мг/л. Авторы объясняют это тем, что из песков фосфор легче вымывается, чем из илов. Содержание Р фосфатного в придонной воде около 0,01 мг/л, т. е. в 100 раз меньше, чем в грунтовом растворе илов. Значения



Фиг. 11. Распределение рН в осадках Берингова моря

Глубина станций (м): № 966—2200, № 967—3890, № 970—3844, № 1031—2770, № 1038—706. Составлено по данным С. В. Бруевича и Е. Д. Зайцевой (1958)

рН верхнего 10-сантиметрового слоя осадка обычно на единицу или на полединицы ниже, чем придонной воды. Но по мере углубления в осадок часто обнаруживается рост активной реакции и уже на глубине полметра от поверхности дна ее значения по сравнению с придонной водой нередко выравниваются.

Древние фосфоритоносные моря, как известно, были теплыми, тропическими или субтропическими, поэтому органическое вещество в них разлагалось довольно быстро. Отсюда можно предположить, что в результате быстрого разложения органических остатков на дне степень концентрации растворенных фосфатов в грунтовых растворах теплых морей на мелководье была еще более высокой, чем холодных.

Но если даже принять, что рН грунтового раствора на единицу ниже рН придонной воды, то такое понижение этого значения приведет к увеличению растворимости фосфата кальция в десять раз. Но концентрация фосфатов в грунтовой воде на шельфе примерно в 50 раз выше, чем в океанской. Следовательно, степень насыщения грунтовой воды фосфатами в пять раз выше, чем океанских вод, даже глубинных.

При этом необходимо учитывать, что фосфоритовые конкреции образовались не у самой поверхности осадка, а на некоторой его глубине,

рН грунтовой воды из верхнего слоя ила равны 7,7; придонной воды — 8,3.

Температуры вод и грунтовых растворов Берингова моря и северного Каспия колебались в пределах от 5 до 10—12°, т. е. были довольно низкими по сравнению с температурами воды мелководных районов теплых тропических и субтропических морей, в которых на мелководье происходило образование пластовых и многих желваковых фосфоритов. Поэтому приведенные данные о концентрации фосфатов и об активной реакции грунтовых растворов, может быть, не вполне характерны для образования фосфоритов.

Однако даже из этих данных достаточно ясно видно, что концентрация растворенных фосфатов в иловых растворах нередко превышает 1 мг Р на 1 л, а иногда достигает 7,6 мг Р на 1 л, что в 50—100 раз выше концентрации фосфатов в водах морей на больших глубинах. Значения

порядка нескольких сантиметров или дециметров (Бушинский, 1938, 1954). Но с углублением в осадок более чем на 10 см величина рН в нем местами увеличивается, а следовательно, и насыщенность грунтового раствора фосфатами должна повышаться. Отсюда естественно предположить, что выпадение фосфатов в осадок происходит не из воды бассейна, а из грунтового раствора.

Распределение величины активной реакции в грунтовых растворах разных районов моря и на разных глубинах от поверхности дна довольно пестрое. Какое оно было в действительности в районах образования фосфоритов — мы не знаем, но некоторые наводящие геологические факты все же имеются.

Многочисленные остатки замещенных фосфатом кальцитовых и арагонитовых раковин моллюсков и небольших участков известкового ила (Бушинский, 1954) подсказывают нам, что в этих участках карбонаты разрушались, т. е. были неустойчивы, следовательно, среда у них была более кислая, чем в воде бассейна. Естественно допустить, что и разложение древесины на морском дне с замещением ее фосфатом или выполнение полостей в раковинах моллюсков и фораминифер отражают относительно кислую среду, даже по сравнению с окружающим илом. Несмотря на такую повышенную кислотность этих участков ила, фосфат все же осаждался. Следовательно, менее щелочная среда грунтового раствора по сравнению с водой бассейна не препятствовала образованию фосфоритов.

По вопросу о глубине моря в районах образования фосфоритов имеются различные данные.

Глубины станций, где в грунтовых растворах С. В. Бруевич и его сотрудники (1947, 1958) установили наиболее высокие концентрации растворенных фосфатов, находятся в пределах от 5 до 200 м. В случаях открытого шельфа верхняя граница глубин опускается до 30 м, а в заливах поднимается до 5 и даже до 3 м. Это совпадает с выводами А. Д. Архангельского (1927), полученными на основании геологических данных, который писал, что фосфоритовые слои накопились в тех частях морского дна, которые находились в достаточной близости от берега или от поверхности моря, чтобы могло иметь место или замедление осадочного процесса или перемывание осадков, содержащих конкреции фосфоритов.

Обращаясь к геологическим парагенезам, отражающим глубину бассейна, мы видим, что на фациальных профилях от берега в сторону моря фосфориты залегают среди песков, алевритов и заходят в тонкие глинистые, карбонатные или кремнистые породы. Во многих богатых фосфоритоносных районах пески или песчаники отсутствуют или редки (Каратау, Куньян, Марокко и др.). Но в таких случаях фосфориты сами состоят из фосфатных зерен и содержат песчинки и гальки фосфорита, указывающие на энергичные движения воды (Смирнов, 1962, 1964; Бушинский, 1963). Присутствие в фосфоритах разнонаправленных косых слоев, разноориентированных плоских галек (см. фиг. 1) и донных известковых водорослей, хотя бы и редких, указывает на то, что эти движения воды происходили под действием волн, сезонных или приливно-отливных течений на малой глубине.

Чтобы определить эту глубину в цифрах, хотя бы приблизительно на основании гранулометрического профиля, нужно знать размер бассейна. Исходя из того, что богатые фосфориты отлагались не на открытом океаническом шельфе, а на окраинах полузамкнутых морей или проливов, можно предполагать, что граница алеврит — глина в таких бассейнах находилась, вероятно, на глубине примерно около 50 м. Соответственно, главная область накопления фосфоритов скорее всего отвечала глубине от 10 до 100 м. Это и понятно, так как на малых глубинах наибольшая масса отмершего планктона, не успевая разложиться, достигала дна и притом в тихую погоду.

В современных областях восходящих течений фосфориты залегают среди песчаных и алевритовых илов на глубинах до 1000 м. Грубость этих илов объясняется течением. В Каратау, Куньминском прогибе и в Западных штатах США фосфориты от мелководья в сторону моря сменялись тонкими осадками, в которых незаметно каких-либо следов движения воды. Таким образом, не обнаруживается связи этих фосфоритов с восходящими течениями.

Наблюдения над фосфоритовыми конкрециями, заключенными в породах, содержащих ходы илоедов, показывают, что вещество ходов, оставленное разными организмами, подвергается фосфатизации по-разному. Одни ходы фосфатизованы больше, другие меньше, чем основная масса породы. То же происходило при окремнении пород и при осаждении карбонатов марганца. Очевидно, органическое вещество (или продукты его разложения), оставленное одними организмами, способствовало, а другими — противодействовало осаждению фосфатов. В частности, осаждению фосфатов способствовали вещества, по которым образовались фосфоритовые псевдоморфозы. К таким веществам прежде всего относятся копролиты, превратившиеся затем в фосфатные зерна.

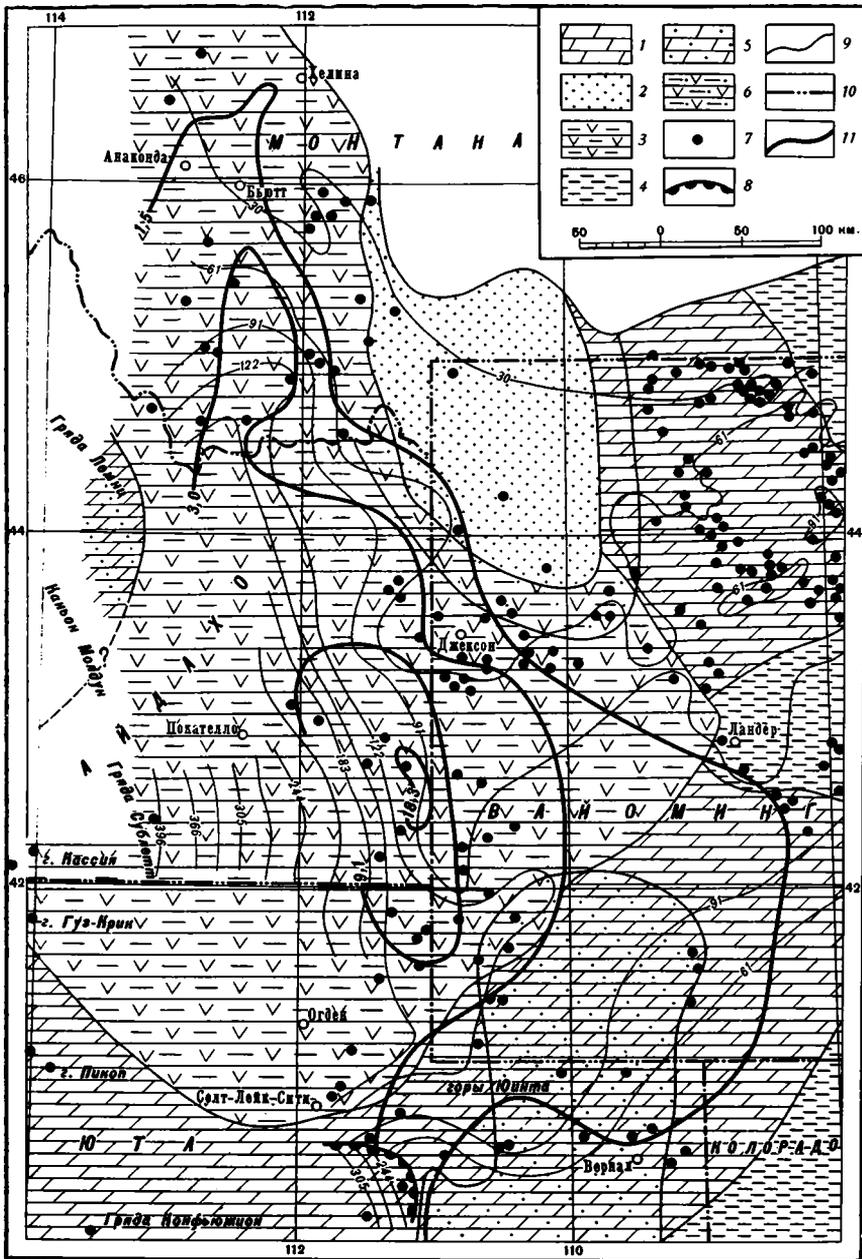
В образовании богатых пластовых и желваковых фосфоритов наряду с химическими и биогенными процессами осаждения фосфатов большую роль играли механические процессы перемывания фосфоритовых пластов и их обогащения за счет выноса тонких нефосфатных примесей. Для районов образования фосфоритов характерно медленное накопление терригенных, карбонатных и кремнистых осадков. Районы образования богатых фосфоритов примыкали к древним платформам, откуда реками приносился кварцевый песок и растворенные фосфаты и кремнезем.

Несмотря на приуроченность крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира к аридному климату, они несут своеобразные черты, свойственные и гумидной климатической зоне. Так, для мелководной части бассейнов аридной зоны характерно интенсивное химическое и органогенное осаждение карбонатов, обилие рифовых кораллов, донных известковых водорослей и ракушечных накоплений, часты известковые оолиты (не смешивать с копролитами), песчано-глинистые осадки обычно содержат примесь рассеянных карбонатов в количестве 10—30%, состав терригенной песчано-алевритовой фракции этих осадков олигомиктовый или аркозовый.

Однако в бассейнах, где отлагались богатые пластовые фосфориты, наблюдается обратное. Принос терригенных карбонатных частиц реками отсутствовал или не доказан, химическое осаждение карбонатов из вод бассейна отсутствовало или было слабое, органогенное осаждение весьма подавлено, рифовых кораллов и известковых оолитов нет совсем, донные известковые водоросли если встречаются, то крайне редко, песчано-глинистые осадки бывают карбонатные и бескарбонатные, в составе терригенной песчано-алевритовой фракции резко преобладает кварц. Эти особенности бассейнов богатого фосфатонакопления можно объяснить притоками мягких вод с гумидной платформы.

Такие воды могли приноситься реками, подобными современному Нилу, который начинается в гумидной зоне, затем течет по пустыне и впадает в море там, где климат тоже засушливый. Подобная река впадала с севера в фосфоритоносный бассейн Западных штатов США (фиг. 12). Она приносила кварцевый песок, глинистые частицы и растворенные фосфаты и кремнезем, которые отлагались в виде бескарбонатных или малокарбонатных кварцевых песчаников, кремнисто-глинистых сланцев и фосфоритов. К югу и юго-востоку карбонатность фосфоритоносной толщи возрастала до полного ее замещения доломитом, а еще далее на юго-восток — красноцветными гипсо- и соленосными отложениями.

Предложенная гипотеза происхождения фосфоритов отличается от гипотезы А. В. Казакова следующим: 1) источник фосфора — преимуще-



Фиг. 12. Карта изопакт и преобладающих типов пород формации Фосфория и ее стратиграфических эквивалентов. По McKelvey and others (1959) с изменениями

1 — светлые доломиты формации Парк-Сити с прослоями кремнистых пород, мергелей и фосфоритов; 2 — светлые кварцевые песчаники формации Шедхорн с прослоями кремнистых пород, доломитов и фосфоритов; 3 — черные аргиллиты, кремнистые породы, фосфориты, доломиты и мергели формации Фосфория; 4 — светлые и красные аргиллиты формаций Сатанко и Гуз-Эгг; 5 — преимущественно светлые песчаные доломиты формации Парк-Сити; 6 — преимущественно темные песчаные аргиллиты, кремнистые породы и фосфориты формации Фосфория; 7 — опорные разрезы; 8 — линия Чарльстонского надвига; 9 — изопакты формаций в м; 10 — границы штатов; 11 — изолинии общей мощности фосфоритовых слоев в м с содержанием $P_2O_5 > 18\%$

ственно речной, а не из глубин морей; 2) способ осаждения фосфора на дно моря в составе организмов, а не химически из вод бассейна; 3) характеристикой района фосфатонакопления как биологически продуктивного у поверхности моря и на его дне, а не безжизненного; 4) не обязательной связью фосфатнакапливающего района моря с открытым бассейном; 5) соседством районов богатого фосфатонакопления с крупными массивами равнинной суши, с платформами.

Наша гипотеза, конечно, не бесспорна. Для разработки теории генезиса фосфоритов необходимы дальнейшие исследования. Прежде всего требуется изучить палеогеографию фосфоритоносных бассейнов на основе детальной литологии и стратиграфии. Весьма важно также изучить геохимию фосфора и условия образования фосфоритов в современных морях. Кроме того, необходимо продолжать экспериментальные исследования по растворимости и осаждению фосфатов кальция в условиях, близких к природным, в водах с различной соленостью. Большой интерес представляет количество кремния, углерода, серы, натрия и других компонентов, изоморфно входящих в фосфатную решетку. Эти компоненты влияют на усвояемость фосфора сырых фосфатов растениями и позволяют до некоторой степени восстанавливать соленость морей и другие физико-химические условия образования фосфоритов.

4. О РОЛИ ТЕКТОНИКИ В ОБРАЗОВАНИИ ФОСФОРИТОВ

Влиянию тектоники на образование фосфоритов придается в советской литературе огромное значение. Это нашло отражение и в делении фосфоритовых месторождений на геосинклинальные и платформенные. По мнению Б. М. Гиммельфарба (1958, 1959), геосинклинальные месторождения сложены преимущественно пластовыми богатыми, а платформенные главным образом желваковыми бедными фосфоритами. Долгое время это считалось бесспорным фактом, но опасность пришла совсем с другой стороны. Тектоническое положение ряда важнейших фосфоритоносных районов, считавшееся твердо установленным, оказалось не ясным или совсем иным.

Ранее считалось, что богатые фосфориты Северной Африки отлагались в геосинклинальных условиях (Орлова, 1951). Но потом Н. С. Шатский (1955) установил, что эти фосфориты являются платформенными образованиями. Такие же перемены во взгляде наметились и в отношении пермских фосфоритов Скалистых гор в США. Эти фосфориты Н. С. Шатский (1955) считал геосинклинальными вулканогенно-осадочными образованиями. Но на новых тектонических картах этого района видно, что главная масса фосфоритов отлагалась на платформе, небольшая часть — на восточной окраине, прилегающей к ней миогеосинклинали Большого бассейна, а в Кордильерской эвгеосинклинали фосфориты отсутствуют. Богатые пластовые фосфориты рифея и кембрия востока Азии отлагались на Китайской платформе, тяготея к окраинам синеклиз (см. Основы геотектоники Китая). Только в Малом Каратау богатые фосфориты нижнего кембрия приурочены к миогеосинклинали, но в эвгеосинклинали Тянь-Шаня они бедны или отсутствуют.

Выходит, что главная масса пластовых фосфоритов мира отлагалась на древних платформах. Особенностью этих платформ является последующая их складчатость. В ряде случаев (Монтана, Юннань, Гуйчжоу, Израиль и др.) складки унаследованы, т. е. представляют собой развитие древних прогибов и поднятий, осложненных наложенной тектоникой. Местами эти прогибы и поднятия отражают неровности морского дна, существовавшие в виде углублений и отмелей разных размеров. Какое генетическое значение этих неровностей древнего рельефа, еще не ясно. В одних случаях богатые фосфориты отлагались в неглубоких впадинах, в других — по окраинам глубоких впадин, но везде в пределах зоны волнения или вблизи нее.

5. ОБ ИЗМЕНЕНИИ КАЧЕСТВА ФОСФОРИТОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА

При изучении изменения качества фосфоритовых пластов от древних к молодым было замечено, что содержание P_2O_5 в пластах метаморфизованных фосфоритов архея Слюдянки и Кореи равно 3—5%, протерозоя Хайчжоу — 8—15%, предсиния или нижнего синия на востоке Азии — 8—15%, среднего синия — 35%. Таким образом, богатые пласты фосфорита появляются на Земле, начиная с синия или рифея.

Эту закономерность нельзя считать установленной из-за недостатка знаний по фосфоритности древних толщ, но объяснение ее все же намечается. В досинийское время органическая жизнь была настолько слаба, что не могла обусловить местные высокие концентрации фосфатов, необходимые для образования желваков, зерен и оолитов. Не было тогда и обилия животных, дававших копролиты, способные к фосфатизации, к превращению их в фосфатные зерна. Соответственно не могла иметь место и пятая стадия обогащения фосфоритового пласта путем его перебивания и выноса тонких нефосфатных примесей (Бушинский, 1963). Эта стадия генетически связана с мелководными зонами, а дорифейские фосфориты отлагались, по-видимому, в сравнительно глубоководных зонах.

Комплекс условий, необходимый для образования богатых фосфоритов, осуществлялся в истории Земли не часто. Об этом свидетельствует весьма ограниченное число крупных фосфоритоносных бассейнов мира. Этими условиями являются не только климат, тектоника и палеогеография, но и развитие органической жизни.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. В кн. «Фосфориты СССР», Изд-во Геолкома, 1927.
- Беммелен ван Р. В. Геология Индонезии. Изд. иностр. лит., 1957.
- Бронгерсма-Сандерс Маргарита. Массовая гибель организмов в море. Из зарубежных журналов, вып. 30, 1962.
- Бруевич С. В. и Виноградова Е. Г. Биогенные элементы в грунтовых растворах Каспия. В кн. «Гидрохим. мат.», т. 13, Изд. АН СССР, 1947.
- Бруевич С. В. и Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 26, 1958.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геол., т. 16, вып. 4, 1938.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изд. АН СССР, 1954.
- Бушинский Г. И. О конкрециях. В сб. «Вопросы литологии и минералогии осадочных пород», Изд. АН АзербССР, Баку, 1962.
- Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения», Изд. АН СССР, 1963.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности геотектонического размещения фосфоритных месторождений в СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритных месторождений в СССР. В кн. «Геология месторождений горно-химического сырья». Госхимиздат, 1959.
- Гиммельфарб Б. М. и Тушина А. М. Фосфоритоносные стложения бассейна Каратау. В сб. «Вопросы седиментологии». Госгеолтехиздат, 1960.
- Дмитренко О. И. и Павлова Г. А. О химии фосфора в море. Тр. Ин-та океанол., т. 54, 1962.
- Еганов Э. А. Случаи формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления. Геология и геофизика, № 3, 1964.
- Елянь-цзюнь. Геология фосфоритов северного Китая. Тичжи-Кексюэ, № 2 (на кит. яз.), 1959.
- Мэн Сян-хуа. Петрография фосфоритов бассейна Каратау. Докл. АН СССР, т. 126, № 6, 1959.
- Казиков А. В. Фосфатные фацции. ГОНТИ, 1939.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. Госгеоллиздат, 1951.
- Основы геотектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Рушди Саид. Геология Египта. Изд. «Мир», 1965.
- Рожкова Е. В., Серебрякова М. В. и Макарова Т. В. О возможности ожаж-

- дения фосфата кальция из вод морских бассейнов. В сб. «Минеральное сырье», вып. 6, Госгеолтехиздат, 1962.
- С а м о й л о в Я. В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса. Тр. Ком. по исслед. фосф., сер. 1, 1912.
- С м и р н о в А. И. Особенности генезиса фосфоритов Каратауского типа. В сб. «Геология месторождений фосфоритов». Госгортехиздат, 1962.
- С м и р н о в А. И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1964.
- С м и р н о в А. И., И в н и ц к а я Р. Б., П л о т н и к о в а В. И., Ф р и д м а н Н. Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритных руд. Тр. Гос. научно-исслед. ин-та горно-хим. сырья, вып. 4, 1958.
- С м и р н о в А. И., И в н и ц к а я Р. Б. и З а л а в и н а Т. П. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды. В сб. «Геология месторождений фосфоритов». Госгортехиздат, 1962.
- С м и р н о в А. И. и Т у ш и н а А. И. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Аксай. В сб. «Геология месторождений фосфоритов». Госгортехиздат, 1962.
- С т р а х о в Н. М. Климат и фосфатонакопление. Геология рудных месторождений, № 1, 1960.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2, Изд-во АН СССР, 1960.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3, Изд-во АН СССР, 1962.
- Ш а т с к и й Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб. «Совещание по осадочным породам», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
- Ю д и н Н. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной части Гувинской АССР. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.
- С а у е у х L. Etudes des gites minéraux de la France; les phosphates de chaux sédimentaires de Frances (métropolitaine et d'outremer). Vol. II. Serv. Carte Géol. de France (Paris), 1941.
- E m e r y K. O. The Sea off Southern California, 1960.
- M c K e l v e y V. E. and oth. The Phosphoria, Park City and Sheldhorn formations in the Western phosphate field. U. S. Geol. Survey Prof. Pap. 313-A, 1959.
- M c K e l v e y V. E. Successful new technique in prospecting for phosphate deposits, 1963.
- S a l v a n H. Le problème de la phosphatogénèse son évolution. Mines et géologie, № 6, 1959.
- S a l v a n H. Les phosphates de chaux sédimentaires du Maroc. Notes Marocaines, № 14, 1960.
- S h e l d o n R. P. Physical stratigraphy and mineral resources of permian rocks in western Wyoming. U. S. Geol. Survey Prof. Pap. 313-B, 1963.
- S h e l d o n R. P. Palaeolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite. U. S. Geol. Survey Prof. Pap. 501-C, 1964.
- S h e l d o n R. P. Exploration phosphorite in Turkey — a case history. Econ. Geology, vol. 59, 1964.
- S w a n s o n P. W., M c K e l v e y V. E. and S h e l d o n R. P. Progress report on investigations of Western phosphate deposits. U. S. Geol. Survey Circular 297, 1953.
- V i s s e L. Genèse de gites phosphatés du Sud-Est Algéro-Tunisien. XIX Internat. Geol. Congress. Monogr. regionales, 1^e Serie, № 27, 1952.
- W a n g Y. L. Phosphate rocks of Chungyiotun, Kunyang, Yunnan. Geol. Bull. China, 1942, 35.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
7.VI.1965

УДК 553.499

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Н. А. ОЗЕРОВА, Н. Х. АЙДИНЬЯН

В настоящее время все шире распространяется точка зрения об осадочном происхождении металлов в гидротермальных месторождениях. Предполагается, что осадочный процесс приводит к дифференцированному распределению металлов, обогащая одни разновидности осадочных пород и обедняя другие, а впоследствии, при прогрессивном региональном метаморфизме, эти металлы высвобождаются из пород и участвуют в гидротермальном процессе. Подобное поведение некоторые исследователи приписывали ртути, а осадочными породами, обогащенными ртутью, считали глинистые сланцы. Но для такого суждения было недостаточно данных, в частности, было слабо изучено распределение ртути в осадочных породах. Сведения, опубликованные в литературе, в большинстве своем относились к районам сульфидных месторождений, где картина усложнена за счет развития ореолов рассеяния ртути вокруг месторождений и по разломам. В связи с этим представлялось интересным изучить ее распределение в таких районах, где отсутствовали гидротермальные сульфидные процессы и значительный региональный метаморфизм; последний, казалось, мог исказить первичное распределение ртути в породах, поскольку он происходит при повышенных температурах.

В качестве такого района была выбрана Русская платформа, где изучались отложения от D_2 до $Сг_2$. Кроме того привлекался материал по другим районам. Всего было проанализировано более 500 проб; метод анализа — химический с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}\%$ (Айдиньян, 1960¹).

Рассмотрим сначала основные литологические типы пород: пески и алевролиты, глины и карбонатные породы, а затем те осадочные образования, которые характеризуются повышенными содержаниями ртути.

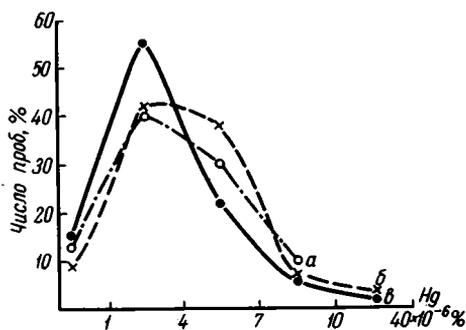
Среди главных литологических типов пород изучались преимущественно отложения нормально-осадочного литогенеза, где исключается возможный привнос ртути с вулканическими эманациями. В небольшой степени приведены данные для пород вулканогенно-осадочного литогенеза. Типы литогенеза выделены по Н. М. Страхову (1960, 1962¹).

Для главных литологических типов пород нормально-осадочного литогенеза было проанализировано более 200 проб, причем большинство их имеет содержание $n \cdot 10^{-6}\%$; в 14% проб ртуть не обнаружена (чувствительность метода $1 \cdot 10^{-6}\%$) и 2% имеет содержание $n \cdot 10^{-5}\%$. Поскольку повышенное содержание ртути представляет интерес для металлогенических построений, укажем, что эти 2% соответствуют 6 пробам, из них пять имеет содержание $1 \cdot 10^{-5}\%$ и лишь одна $3 \cdot 10^{-5}\%$. Среднее содержание ртути (234 пробы) составляет $3,3 \cdot 10^{-6}\%$. Это ниже, чем кларк ртути в земной коре, установленный А. А. Сауковым (1946) — $7,7 \cdot 10^{-6}\%$.

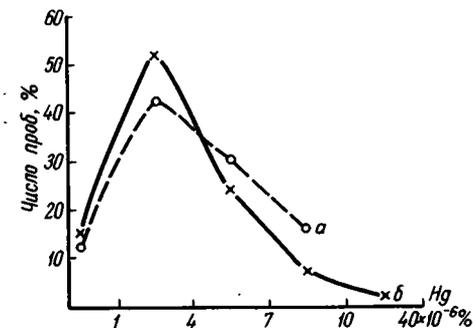
¹ Результаты исследований более подробно изложены в статье авторов в сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд. «Наука», 1966.

При сравнении главных литологических типов между собой не установлено преимущественно накопления ртути в каком-либо типе пород. Средние содержания в песках и алевролитах составляют $3,9 \cdot 10^{-6}$, в глинах $3,5 \cdot 10^{-6}$ и в карбонатных породах $3,1 \cdot 10^{-6}\%$ (фиг. 1).

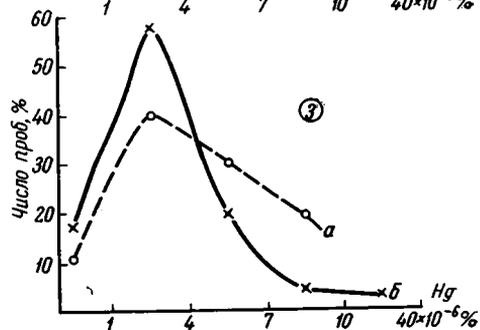
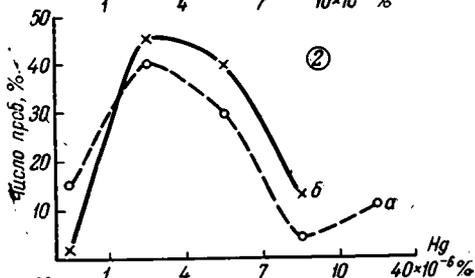
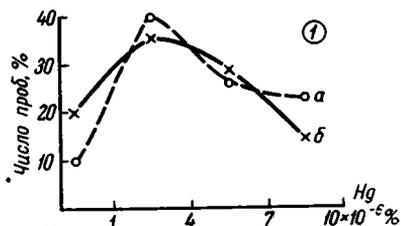
Фациально-климатические условия также не оказывают заметного влияния на распределение ртути в главных типах пород. На фиг. 2 показано распределение ртути для условий гумидного и аридного климата соответственно для песчанистых, глинистых и карбонатных пород. На



Фиг. 1. График распределения ртути в главных литологических типах пород: а — песчанистых, б — глинистых, в — карбонатных



Фиг. 3. Сводный график распределения ртути в главных литологических типах пород для условий гумидного (а) и аридного (б) климатов



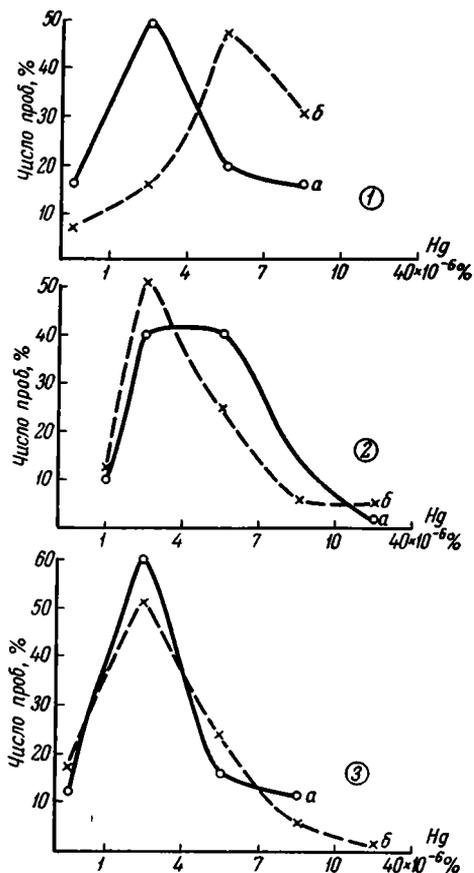
Фиг. 2. График распределения ртути в песчанистых (1), глинистых (2) и карбонатных (3) породах для условий гумидного (а) и аридного (б) климата

фиг. 3 даны обобщенные кривые для гумидного и аридного климата без разделений на отдельные типы пород. Средние содержания в них соответственно равны $3,8 \cdot 10^{-6}$ и $3,1 \cdot 10^{-6}\%$. На фиг. 4 показано распределение ртути в главных типах пород для континентально-лагунной и прибрежно-морской обстановки и условий открытого моря. Максимумы распределения ее очень близки. Некоторый сдвиг наблюдается для лесчанистых пород, но, во-первых, он очень невелик (максимумы расположены в соседних интервалах), во-вторых, может отчасти быть вызван тем, что для построения кривой б было использовано лишь 13 проб, в то время как для других оно составляло несколько десятков. На фиг. 5 даны сводные кривые для континентально-лагунной и прибрежно-морской обстановки и пелагических условий. Среднеарифметические содержания ртути соответственно равны $3,5 \cdot 10^{-6}$ и $3,1 \cdot 10^{-6}\%$. Эти данные

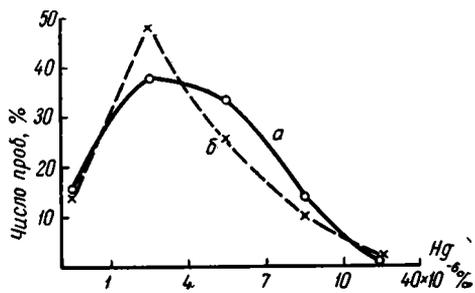
показывают, что фациальные условия также не оказывают заметного влияния на распределение ртути в главных типах пород.

В качестве примера вулканогенно-осадочного типа литогенеза изучались отложения Восточно-Камчатского синклинория. Было проанализировано 20 проб, что с учетом частных проб, вошедших в объединенные, составляет 100. Содержание ртути изменяется от $5 \cdot 10^{-6}$ до $1,8 \cdot 10^{-5}$ %, в среднем составляя $9,2 \cdot 10^{-6}$ %. Насколько повышенное содержание ртути по сравнению с породами нормально-осадочного литогенеза (Русская платформа) объясняется значительным участием вулканогенного материала в осадкообразовании, который поступал в бассейн при извержениях и за счет сноса пород суши, которые

состоят в основном из вулканогенных отложений. О содержании ртути в вулканогенном материале можно судить по содержаниям ртути в пеплах и лавах ныне действующих вулканов Камчатско-Курильской дуги. Они изменяются от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ %, в среднем составляя $6,6 \cdot 10^{-6}$ %, но для



Фиг. 4. График распределения ртути в песчанистых (1), глинистых (2) и карбонатных (3) породах для континентально-лагунной и прибрежно-морской обстановки (а) и пелагических условий (б)



Фиг. 5. Сводный график распределения ртути в главных литологических типах пород для континентально-лагунной и прибрежно-морской обстановки (а) и пелагических условий (б)

некоторых вулканов среднее содержание повышается до $1 \cdot 10^{-5}$ % (Озорова, Унанова, 1965). Вулканические эксгаляции хотя и содержат в ряде случаев повышенные содержания ртути, но доля их участия в осадочном породообразовании незначительна (Страхов, 1962₂).

В вулканогенно-осадочном литогенезе наблюдается та же закономерность, которая была установлена для нормально-осадочного литогенеза: отсутствие преимущественного накопления ртути в определенном типе пород. Среднее содержание в песчано-алевролитовых породах равно $9,7 \cdot 10^{-6}$, в аргиллитах $8,5 \cdot 10^{-6}$ %. К этому же типу литогенеза, но только в платформенных условиях, очевидно, относится осадконакопление в D_3^1 в Ухтинском районе Коми АССР. По данным В. А. Завьялова

и О. С. Мальцевой (1963), содержание ртути в аргиллитах и алевролитах этого района изменяется от $4,2 \cdot 10^{-6}$ до $2,3 \cdot 10^{-5}\%$.

Все вышесказанное позволяет сделать вывод, важный для металлогенических построений: глинистые породы как нормально-осадочного, так и вулканогенно-осадочного типов литогенеза не выделяются повышенными содержаниями ртути среди других типов пород; поэтому они, очевидно, не являются поставщиками ртути в гидротермальные структуры.

При осадочном породообразовании происходит ряд процессов, которые ведут к концентрации ртути. К ним относятся: формирование горючих сланцев, конкрециеобразование, формирование сульфидной минерализации, образование кор выветривания и переотложение их продуктов в водных бассейнах и почвообразование. Но их роль в накоплении ртути различна.

Горючие сланцы Прибалтийского бассейна и Поволжья содержат ртуть в количестве $1 \cdot 10^{-5}$ — $1,6 \cdot 10^{-4}\%$, что в среднем составляет $4 \cdot 10^{-5}\%$ ². Концентрация ртути в горючих сланцах, очевидно, связана с накоплением ее морскими организмами, особенно в планктоне, и с коллоидальным органическим веществом. Последнее было показано К. Хосохара и его коллегами (1961) при изучении органического вещества в морской воде.

Что касается других горючих полезных ископаемых, то они еще недостаточно изучены. Есть данные о следах ртути в торфах, древесине, в золах углей (Headlee and Hunter, 1953; Brandestein und and., 1960); более подробно изучены угли. Шток (Сауков, 1946) в угольных бассейнах Сарая, Рура и Англии определил содержание ртути в $8 \cdot 10^{-7}$ — $1,2 \cdot 10^{-6}\%$ ³, М. А. Карасик и А. Г. Дворников (1962, 1963) указывали, что фоновые содержания ртути в углях Донбасса вне связи с наложенной ртутной минерализацией составляют $(2—8) \cdot 10^{-6}\%$.

Процесс угленакопления обычно сопровождается сульфидной минерализацией. Содержание ртути в конкрециях пирита и марказита — $3 \cdot 10^{-5}$ — $2 \cdot 10^{-4}\%$ (Подмосковный бассейн, Донбасс, Ангрен). Эта ртуть при значительном распространении сульфидов железа (4% в переводе на серу) может увеличить общее содержание ртути в угольных отложениях до $1 \cdot 10^{-5}\%$.

Из конкреций наиболее интересны сульфидные. Это, как было отмечено выше, конкреции пирита и марказита из углей, а также конкреции этих минералов из глин и известняков и халькозина из медистых песчаников. Во всех указанных случаях содержание ртути составляет $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$.

Среди фосфоритовых, карбонатных, баритовых и кремневых конкреций повышенными содержаниями ртути характеризуются баритовые конкреции. Содержание в них ртути изменяется от $8 \cdot 10^{-6}$ до $1,4 \cdot 10^{-4}\%$ и в среднем составляет $4 \cdot 10^{-5}\%$ (Луганская область).

В фосфоритах содержание ртути в основном $2 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}\%$, среднее — $7 \cdot 10^{-6}\%$ (фосфоритовые месторождения Московской, Тульской, Брянской, Курской, Кировской и Луганской областей). Более высокие содержания ртути — $(3—8) \cdot 10^{-5}\%$ — отмечаются в фосфоритовых конкрециях за счет значительной сульфидной минерализации (Хмельницкая область). Так, в галените, отобранном из этих конкреций, они часто достигают $1 \cdot 10^{-4}\%$.

² Горючие сланцы анализировались в основном спектрально по методу Е. А. Сергеева и П. А. Степанова (1957) из-за методических трудностей химического определения ртути. Химический контроль показал хорошую сходимость со спектральными данными.

³ Эти цифры, вероятно, занижены из-за возможных потерь при многоэтапной и сложной методике определения.

Карбонатные конкреции содержат небольшие количества ртути — $(2-7) \cdot 10^{-6}\%$. Это относится как к сидеритам озерно-болотного происхождения (Тульская и Калужская обл.), так и карбонатам угленосной толщи Донбасса; карбонаты там представлены сидеритом, кальцитом, доломитом, анкеритом и сидероплезитом. Лишь в барите из трещин септарий этих конкреций содержание ртути повышается до $7 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}\%$.

В кремневых конкрециях содержания ртути в среднем составляют $4,5 \cdot 10^{-6}\%$.

Таким образом, повышенное содержание ртути отмечается в конкрециях барита и сульфидов.

Образование сульфидной минерализации в осадочном процессе всегда сопровождается обогащением ртутью. Это было отмечено выше для сульфидов из угленосных отложений и фосфоритов. Такое же обогащение наблюдается в медистых песчаниках Татарской АССР и Донбасса, медистых сланцах Мансфельда, свинцово-цинковых рудопроявлениях Трускавца, Донбасса и Южного Узбекистана. Во всех этих случаях содержание ртути находится в пределах $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}\%$. Но несмотря на значительно повышенное содержание ртути в сульфидах, общее ее содержание в сульфидоносной толще заметно не повышается. Так, для медистых песчаников Татарской АССР рассчитано, что добавка ртути к вмещающим породам за счет ее повышенного содержания в медных минералах составит лишь $1,2 \cdot 10^{-6}\%$; это при оптимальных условиях, принятых для расчета.

Важным процессом накопления ртути является формирование кор выветривания и переотложение ее продуктов в водных бассейнах. Начало этого процесса можно видеть в выветрившихся известняках Русской платформы, где лимонитовый материал содержит $8 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}\%$ ртути, в то время как в известняках содержание ее составляет $3 \cdot 10^{-6}\%$. В латеритных корях выветривания оно составляет $n \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}\%$. Продукты переотложения кор выветривания в водных бассейнах содержат повышенные содержания ртути. Поэтому окисные железные и марганцовые руды и бокситы, образовавшиеся таким путем, часто содержат повышенные количества ртути. На это указывал еще А. А. Сауков (1946). Содержание в них ртути — $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}\%$.

Необходимо отметить, что в ряде случаев железные, марганцовые руды и бокситы имеют низкие содержания. К таким относятся окисные железные руды Тульской области, окисные марганцовые руды Мангышлака и бокситы Тульской области. Это объясняется рядом причин, в том числе чрезвычайно низким содержанием ртути в исходном материале, который подвергался окислению, отсутствием значительных процессов выноса других элементов и отсутствием в ряде случаев дополнительной сорбции из водного бассейна.

Распределение ртути в почвах вне связи с сульфидными месторождениями наиболее подробно изучали Н. Х. Айдиньян, А. И. Троицкий и Г. А. Белавская (1964). Они показали, что на Русской платформе в подавляющем большинстве проб содержание ртути составляет $n \cdot 10^{-5}$, в среднем $3 \cdot 10^{-5}\%$, что примерно в 10 раз выше, чем во вмещающих осадочных породах. Заметной разницы в содержании по типам почв (подзолистым, серым лесным, черноземным и солончаковым) не установлено. По профилю почв накопление ртути отмечается в иллювиальном горизонте за счет сорбции ее полуторными окислами железа и алюминия. Значительно большее накопление указано этими авторами для латеритных почв (Вьетнам).

Таким образом, процессами наиболее значительными для накопления ртути являются следующие: образование коры выветривания и переотложение ее продуктов в водном бассейне, а также формирование горючих сланцев; поскольку эти процессы происходят в гумидных условиях, мы

должны отдать им предпочтение в отношении накопления ртути перед аридными. Как было показано выше, в главных литологических типах пород (песчанистых, глинистых и карбонатных) этого не отмечается.

Накопление ртути в вышеописанных образованиях связано с ее химическими свойствами, из которых важным является способность ее сорбироваться высокодисперсными системами. Среди них первое место занимают гидроокиси марганца, железа и алюминия. Это в значительной степени определяет поведение ртути при образовании кор выветривания, при формировании железных, марганцевых руд и бокситов, при процессах почвообразования и отчасти горючих сланцев. Не менее важна халькофильность ртути, в связи с чем она способна при малых количествах (даже кларковых) осаждаться вместе с другими сульфидами. Это ее свойство объясняет накопление ртути в сульфидах осадочного генезиса. Но какова ее форма нахождения — минералогическая или изоморфная, судить трудно.

Изоморфизм ртути с барием был экспериментально доказан А. А. Сауковым (1946). Вероятно, это свойство обусловило захват ртути сульфатом бария из морской воды и ее концентрацию в баритовых конкрециях. Все другие конкреции несulfидного состава имеют очень малые содержания ртути. Эта приуроченность к бариту проявляется и в микромасштабе: барит из трещин септарий карбонатных конкреций обогащен ртутью.

Недостаточно изучены еще биохимические свойства ртути, но уже есть работы, отмечающие накопление ее в планктоне и в коллоидальном органическом веществе. С этим, очевидно, связана концентрация ртути в горючих сланцах.

Находки киновари в осадочных породах вне связи с районами сульфидных месторождений очень редки и в ряде случаев спорны. В. Ветцель (Wetzel, 1955) указывал на наличие микроскопических кристалликов киновари в мергелях верхнего триаса в Португалии, но происхождение ртути он связывал с вулканической деятельностью. М. А. Карасик и Ю. И. Гончаров (1963) описывали киноварь в обуглившемся остатке древесины в доломитах нижней перми в Донбассе. В. Д. Тимофеев (1960) отмечал киноварь в известняках Русской платформы, но частота встречаемости ее, очевидно, меньше, чем указано автором (в пересчете на ртуть — $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$). Массовое опробование тех же карьеров и учет данных по керну опорных скважин показали, что содержание ртути в карбонатных породах изменяется от $< 1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-5}\%$, среднее содержание равно лишь $3,1 \cdot 10^{-6}\%$.

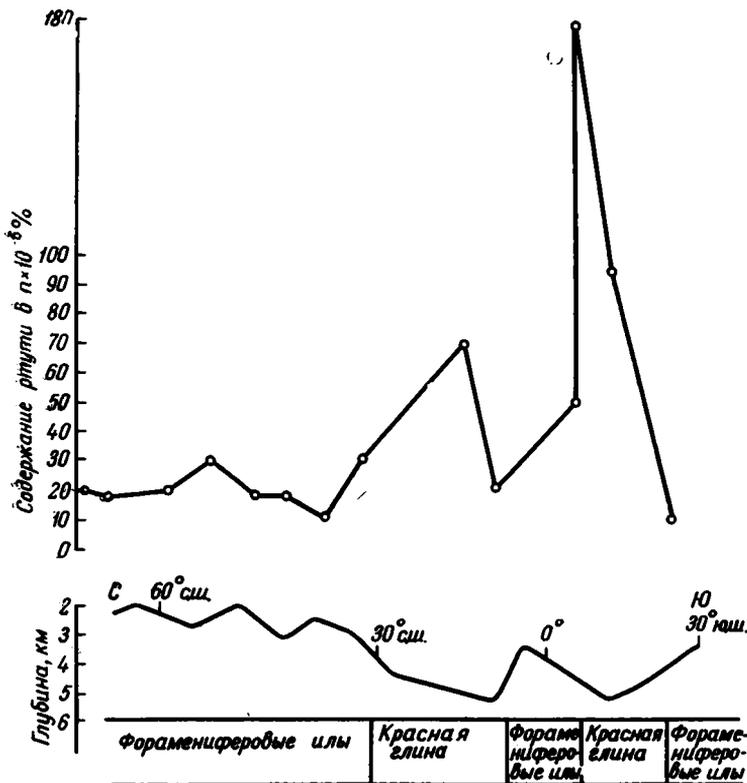
Сравним содержания ртути в современных осадках и в осадочных породах и рассмотрим существующие данные о поведении ртути при метаморфизме осадочных пород.

Данные о содержании ртути в современных океанических и морских осадках были опубликованы в работе Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озеровой и С. К. Гипп (1963). Подавляющее число проб современных осадков ($> 70\%$) имеет содержание $n \cdot 10^{-5}\%$, среднее содержание составляет $3,6 \cdot 10^{-5}\%$. Эти цифры получены на основании изучения осадков Атлантического океана, Черного моря и в небольшой степени — Тихого и Индийского океанов. Выделяются осадки Черного моря, где содержания ртути наиболее высокие — среднее составляет $5,8 \cdot 10^{-5}\%$. Вероятно, здесь играет роль значительное сероводородное заражение бассейна, способствующее осаждению ртути.

Интересны закономерности распределения ртути в современных осадках. На примере Атлантического океана видно, что в поверхностном слое осадка наблюдается четкая приуроченность повышенных содержаний ртути к глинистым осадкам (фиг. 6). По колонкам океанических осадков такая закономерность нарушается, и наблюдаются другие соотношения, что, очевидно свидетельствует о начале диагенетических изменений.

На это же указывает и наличие марганцовых конкреций с повышенными содержаниями ртути.

Дальнейшие процессы превращения осадка в породу привели к тому, что осадочные породы обедняются ртутью примерно в 10 раз, при этом средние содержания ее в главных литологических типах пород уравниваются.



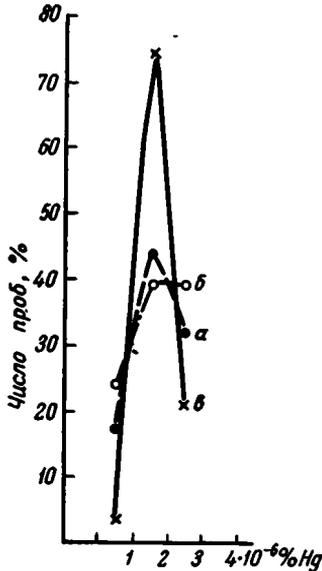
Фиг. 6. График распределения ртути в пелагических осадках Атлантического океана (поверхностный слой)
График составлен по профилю 30 меридиана

Некоторые исследователи считают, что ртуть при метаморфизме осадочных пород и особенно глинистых может высвобождаться и участвовать в гидротермальном процессе. Наши данные показывают, что глинистые породы не обогащены ртутью. Что касается поведения ртути при процессах прогрессивного метаморфизма, то в этом отношении интересна работа С. В. Головня. Она изучила разрез метаморфических пород D_2 в Иртышской зоне смятия, вдали от сульфидных месторождений. Разрез слагают породы с возрастающей степенью метаморфизма от филлитов до кристаллических сланцев (биотит-гранатовых, ставролитовых и кианитовых). В проанализированных ею ста образцах содержания ртути изменялись от $7 \cdot 10^{-7}$ до $2,8 \cdot 10^{-6} \%$ независимо от степени метаморфизма пород, т. е. никакого обеднения в ряду не наблюдается. Это хорошо видно также на графиках, построенных нами по данным С. В. Головня, для филлитов, зеленых сланцев и кристаллических сланцев (фиг. 7).

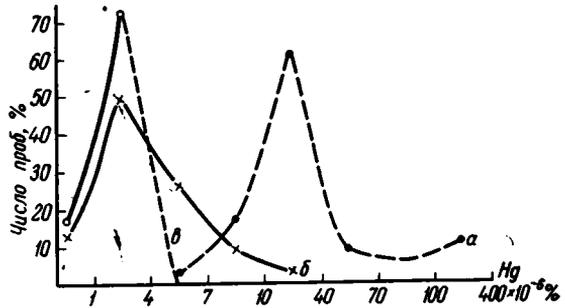
Нами также анализировалась серия проб по докембрийским породам Русской платформы. Среди них были слабоизмененные породы валдайской серии (аргиллиты и глинистые сланцы), парагнейсы, квар-

циты и как продукт крайнего ультраметаморфизма — граниты. Содержание ртути в породах валдайской серии и в более глубокого метаморфизованных породах равно $\sim 4,5 \cdot 10^{-6}\%$, т. е. никакого обеднения их по сравнению с неметаморфизованными породами Русской платформы не наблюдается. Таким образом, существенного перемещения ртути при метаморфизме не отмечается, или, может быть, все это находится в пределах, трудно поддающихся учету.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что наиболее интересным с точки зрения перераспределения ртути является процесс превращения осадков в породы и



Фиг. 7. График распределения ртути в метаморфических породах Иртышской зоны смятия
а — в филлитах; б — в зеленых сланцах и в — в кристаллических сланцах. Построен по данным С. В. Головня



Фиг. 8. Сводный график распределения ртути в осадках современных водоемов (а) в осадочных (б) и метаморфических породах (в)
Кривая распределения ртути в метаморфических породах для наглядности проинтерполирована до нулевой точки (% проб)

обеднение последних ртутью. В этом, возможно, заключается тот резерв ртути, который может переотлагаться и быть источником ртути в гидротермальных растворах. Процессы метаморфизма осадочных пород, судя по существующим, правда пока ограниченным данным, не приводят к заметному перемещению ртути (фиг. 8).

ВЫВОДЫ

1. Содержание ртути в осадочных породах в несколько раз ниже, чем в современных осадках. В осадочных породах оно зависит от доли участия вулканогенного материала. Для пород нормально-осадочного литогенеза оно в среднем составляет $3,3 \cdot 10^{-6}\%$ (Русская платформа); для пород вулканогенно-осадочного литогенеза, где вулканический материал резко преобладает, оно повышается до $9 \cdot 10^{-6}\%$ (Восточно-Камчатский прогиб).

2. В обоих типах литогенеза не наблюдается приуроченности ртути к одному из главных типов осадочных пород, — песчаным, глинистым или карбонатным. К породам, обогащенным ртутью, относятся горючие сланцы, железные и марганцевые руды, бокситы, полиметаллические руды осадочного генезиса и ряд других.

3. Фациально-климатические условия формирования осадочных пород не влияют на распределение ртути в главных типах пород. Среди пород, обогащенных ртутью, с точки зрения масштабы накопления ртути большее значение имеют гумидные условия, где формируются горючие сланцы, марганцевые, железные руды и бокситы.

4. Существующие данные о поведении ртути при метаморфизме не дают основания утверждать ее значительного перемещения в процессе прогрессивного метаморфизма. Предположение, что глинистые породы обогащены ртутью и поэтому могут выделять ее при метаморфизме, не подтверждается, так как по содержанию ртути они не выделяются среди других главных типов осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

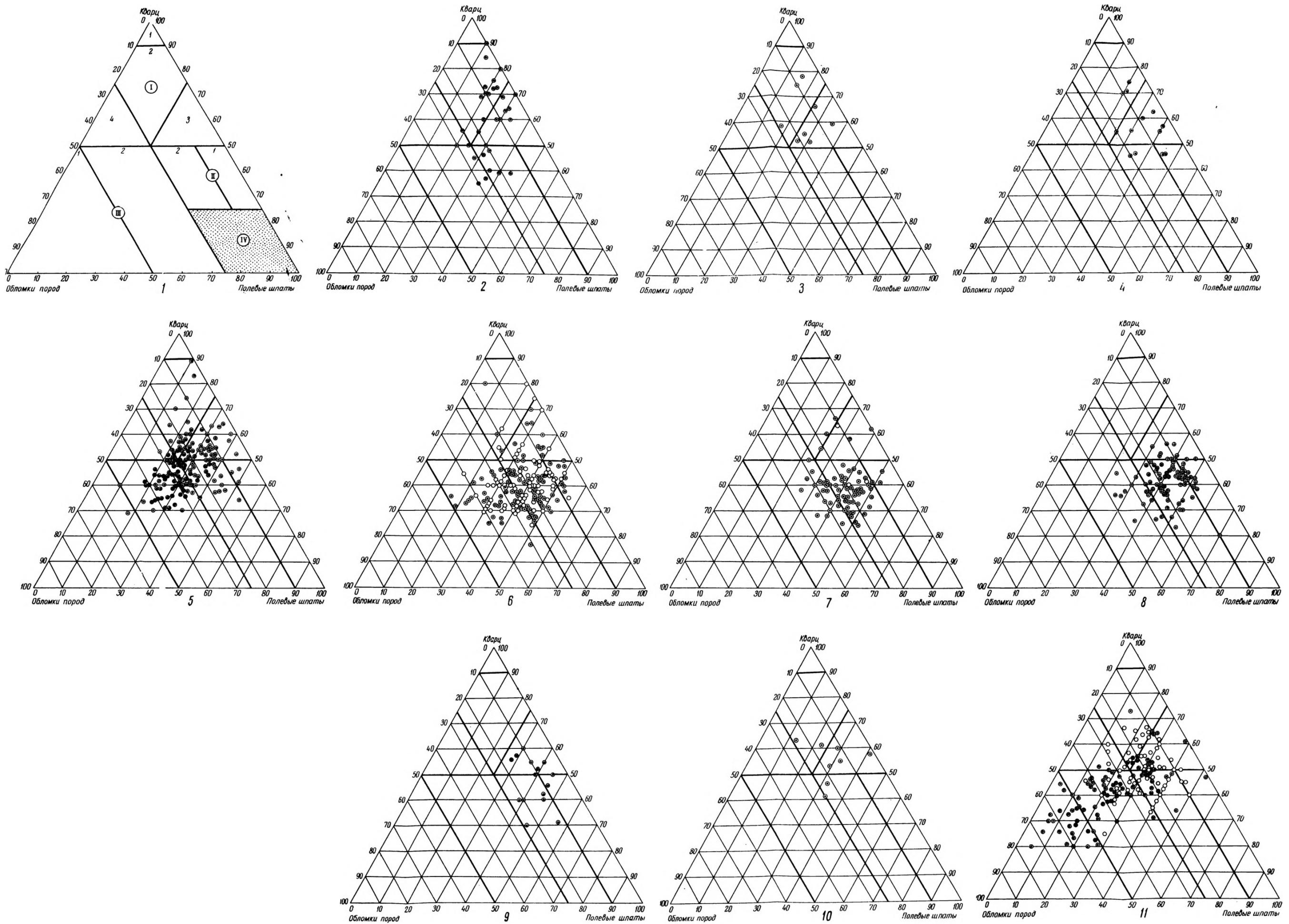
- Айдиньян Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 46, 1960.
- Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Гипп С. К. К вопросу о распределении ртути в современных осадках. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 99, 1963.
- Айдиньян Н. Х., Троицкий А. И., Белавская Г. А. Распределение ртути в различных почвах СССР и Вьетнама. Геохимия, № 7, 1964.
- Дворников А. Г. Некоторые особенности ореолов рассеяния ртути в почвах и углях юго-восточной части Донбасса. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Завьялов В. А. и Мальцева О. С. Ртуть в одном из девонских разрезов Прикамья. В сб. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 4, 1963.
- Карасик М. А. Геохимическое профилирование как метод поисков ртутных и полиметаллических месторождений. Бюл. научно-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 1 (35), 1962.
- Карасик М. А., Гончаров Ю. И. Ртуть в нижнепермских отложениях Донбасса. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Озерова Н. А., Унанова О. Г. О распределении ртути в лавах действующих вулканов. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1965.
- Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 78, минералог.-геохим. сер., № 17, 1946.
- Сергеев Е. А., Степанов П. А. Методика спектрального анализа металлометрических проб на ртуть. Изд. Всес. ин-та техники разведки, БНТИ, 1937.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, т. I; 1960, т. II и III, 1962.
- Страхов Н. М. К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном породообразовании. Сов. геология, № 3, 1962.
- Тимофеев В. Д. Киноварь, золото, халькопирит, циркон в известняках Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.
- Хосохара Кёити, Кудзума Хиротакэ, Кавасаки Кацухико, Цуруту Токумацу. Общее содержание ртути в морской воде. J. Chem. Soc. Japan Pure. Chem. Sec., v. 82, № 11, 1961 (на япон. яз.).
- Brandestein M. J. and Schroll E. Seltene Elemente in Österreichischen Kohlen- und Bitumengesteinen. Tscherma's mineral und petrogr. Mitt., Bd VII, H. 3, 1960.
- Headlee A. J. W. and Hunter R. G. Elements in Coal Ash and their Industrial Significance. Industr. and Engng. Chem., v. 45, No. 3, 1953.
- Wetzel W. Seltene Metallverbindungen Sedimenten. Geol. Rundschau. Bd. 43, H. 2, 1955.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР
Москва

Дата поступления
23.VII.1965

Стратиграфическая схема подразделения юрских и меловых отложений Омского, Покурско-Елогуйского, Колпашево-Нарымского и Чулымо-Енисейского районов

Системы	Отделы	Ярусы, подъярусы	Серии, горизонты	Омский район	Покурско-Елогуйский район	Колпашево-Нарымский район	Чулымо-Енисейский район
Меловая	Верхний	Датский ярус	Ганькинский горизонт	Ганькинская свита			Верхняя подсвита
		Маастрихт					
			Нижний	Нижняя подсвита			
		Кампан	Березовский горизонт		Березовская свита	Верхняя подсвита	Славгородская свита
		Сантон		Верхний		Ипаговская свита	
			Нижний				
	Коньяк	Кузнецовский горизонт	Кузнецовская свита	Парбигская свита			
	Турон						
	Сеноман	Уватский горизонт	Леньковская свита	Верхняя толща	Симоновская свита	Верхняя подсвита	
	Альб	Ханты-Мансийский горизонт					Нижняя толща
	Апт	Виколовский горизонт	Покурская свита	Пировская свита	Кийская свита		
	Баррем	Киялинский горизонт				Киялинская свита	Вартовская свита
	Готерив		Верхний				
		Нижний	Тарская свита Куломзинская свита Ачимовская пачка			Илекская свита	
	Валанжин	Верхний					
		Средний	Полудинская серия	Тарбесская свита	Марьяновская свита с баженовской пачкой	Тяжинская свита	
		Нижний					
	Юрская	Верхний	Верхний и нижний волжский	Полудинская серия	Тарбесская свита	Марьяновская свита с баженовской пачкой	Тяжинская свита
Киммеридж			Нижний				
Оксфорд			Верхний				
		Средний, нижний	Барабинская пачка	Итатская свита			
Келловей							
Средний		Бат	Заводоуковская серия	Татарская свита	Тюменская свита	Итатская свита	
		Байос					
		Аален					
Нижний	Верхний лейас	Отсутствуют			Макаровская свита		
	Средний лейас						
	Нижний лейас						



Фиг. 2. Диаграммы состава песчаников и алевролитов

1 — классификационные поля диаграммы (по Коссовской, 1959). I — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинеральные кварцевые, 2 — олигомиктовые кварцевые, 3 — аркозо-кварцевые, 4 — граувакково-кварцевые; II семейство аркозов: 1 — собственно аркозы, 2 — загрязненные граувакковые аркозы; III — семейство граувакк: 1 — собственно граувакки, 2 — полевошпатовые граувакки; IV — «Пустое поле»; 2 — коньяк (?) — нижн. сантон (ипатовская свита), коньяк — сантон — кампан (нижняя подсвита сымской свиты) и сенон (сымская свита); 3 — маастрихт — дат (ганькинская свита, верхняя подсвита сымской свиты); 4 — турон (кузнецовская, парбитская свиты, верхнесимонская подсвита); 5 — апт — альб — сенман (покурская свита), апт — альб (пировская свита); 6 — готерив — баррем (княлинская свита), неокм (илекская свита); 7 — валанжин (тарская свита); 8 — валанжин (купомзинская свита); 9 — верхняя юра (марьяновская свита — барабинская пачка); 10 — байос — бат — келловей (локосовская свита); 11 — нижняя — средняя юра (тюменская, итатская свиты)

Среди терригенных пород песчаники и алевролиты играют большую роль. Количественно они составляют от 30—40 до 80% всех пород в разрезах и образуют мощные пачки пластов (до 20—50 м), прослеживающиеся на большие расстояния, переслаиваются с глинами и аргиллитами или составляют в последних разной мощности пласты, пропластки и слои. Песчаники и алевролиты преобладают среди мелководно- и прибрежно-морских, пляжевых, дельтовых, русловых пойменных и других образований.

Для изучения состава зернистых пород применена классификация, предложенная А. Г. Коссовской. Как видно из фиг. 2, среди песчаников и алевролитов преобладают полимиктовые разности (аркозы, граувакковые аркозы, полевошпатовые граувакки, реже собственно граувакки) и меньше встречается олигомиктовых пород. Характерно, что значительная часть этих пород занимает среднюю часть треугольных диаграмм, т. е. относится к мезомиктовым разностям (Страхов, 1960).

Наблюдается некоторая цикличность в изменении состава зернистых пород по разрезу: полимиктовые песчаники (нижняя — средняя юра, валанжин, готерив — баррем, апт — сенман) чередуются с более олигомиктовыми (верхняя юра, турон, коньяк — сантон — кампан, маастрихт — дат). От центра региона к периферии (к востоку и юго-востоку) происходит смена полимиктовых пород более олигомиктовыми.

Такое различие в составе пород может быть первичным и вторичным. Так, помимо указанного выше, выявляется первичное различие в зависимости от размерности зерен. Обычно более олигомиктовыми (более кварцевыми) оказываются крупно- и среднезернистые песчаники и мелко- (даже тонко) зернистые алевролиты, в то время как мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты являются более полимиктовыми и имеют близкий состав.

Изменение состава зернистых пород часто бывает вторичным. Развитие вторичного каолинита на стадиях выветривания и начального эпигенеза обуславливает уменьшение количества полевых шпатов и относительное увеличение кварца среди обломков. Подсчеты показали, что содержание полевых шпатов при этих процессах может уменьшиться на 5—35 и в среднем на 10—15% от первоначального. Изменение состава песчаников от центра низменности к обрамлению имеет именно такой вторичный характер. Как правило, каолинизация, связанная со стадией выветривания, наблюдается среди песчаников континентальных фаций, в то время как среди морских песчаников она связана со стадией начального эпигенеза.

Аналогичная вторичная «олигомиктовость» наблюдается при коррозии полевых шпатов кальцитом или доломитом, которые формируются на стадиях седиментогенеза, диагенеза и начального эпигенеза.

Состав зернистых пород (см. фиг. 2) дан без учета полностью измененных зерен (последние подсчитаны в составе вторичного цемента).

3. ЦЕМЕНТЫ

Как было подмечено А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955, 2); А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутовым (1957), преобразование пород начинается с изменения цемента. А. В. Энгельгардт (1964) отметил, что все процессы в осадочных породах протекают в поровом пространстве. Поэтому детальному изучению цемента (если он имелся) или поровому пространству (если цемента не было) уделено большое внимание.

По генезису все цементы можно подразделить на первичные и вторичные, а их в свою очередь на терригенные и хемогенные.

Первичные цементы. Среди первично-терригенных цементов преимущественно развит глинистый базального и порового типа. Его количество колеблется от 10—15 до 30—50%. Как правило, более глинистыми оказываются алевролиты. Глинистый цемент встречается в породах морских и континентальных фаций, приурочиваясь к зонам со спокойным гидродинамическим режимом (мелководно-морские, пойменные, болотные и другие фации). Состав первично-глинистого цемента разнообразен и, главное, всегда идентичен составу перемежающихся глинистых пород. Преобладает полиминеральный цемент, в составе которого обычно развиты три минерала — каолинит, монтмориллонит, гидрослюда диоктаэдрическая; иногда в примеси — хлорит. Реже встречаются мономинеральные цементы (каолиновый, монтмориллонитовый и др.)¹. Помимо глинистого вещества, в таком цементе всегда наблюдаются тонкоперетертые слюды, хлориты, полевые шпаты, кварц и другие минералы тонкоалевритовой размерности. Породы с первично-глинистым цементом преобладают в изученных разрезах.

Первично-хемогенных седиментационных цементов в неизменном виде почти не встречено. Можно лишь предполагать, что такими цементами были опаловый, железистый и карбонатный. Первые два наблюдались уже в преобразованном виде и будут рассмотрены позже. Первично-карбонатный² цемент местами сохранился. Тип такого цемента базальный или поровый, структура пелитоморфная, состав кальцитовый. Песчаники с этим цементом встречаются среди мелководно-морских отложений тарской и куломзинской свит (валанжин).

Вторичные цементы. К вторичным отнесены цементы, формирование которых происходило на стадиях диагенеза и эпигенеза. Они возникают прежде всего в породах со свободным поровым пространством. А преимущественное развитие таких пород (песчаников) приурочено к зонам с беспокойным гидродинамическим режимом (прибрежно-морские, пляжевые, дельтовые, русловые и периодически пойменные фации). В стадию глубинного эпигенеза вторичные цементы возникают как за счет изменения первичных цементов, так и путем преобразования самих обломков.

Диагенетические цементы. К цементам такого рода относятся Fe-хлоритовый, гетитовый и карбонатные. Fe-хлорит образует цемент обрастания, поровый и базальный. Количество такого цемента колеблется от 7—8 до 25—35%. Структура цемента колломорфная, криптоморфная; часты трещины синерезиса. Встречается он в железных рудах и песчаниках из верхнемеловых отложений.

Гетит формирует цементы обрастания и поровый. Содержание его колеблется от 5 до 15—20%. Местами он ассоциирует с Fe-хлоритом, переслаиваясь с ним и заполняя поровое пространство. Встречается в железных рудах (прибрежно-морские фации) верхнего мела.

Карбонаты образуют цементы обрастания, поровый и базальный (от 5—10 до 45—50%). Структура цементов лучисто-агрегатная и яснокристаллическая; встречаются идиоморфные кристаллики, в виде цепочек окаймляющие обломки или заполняющие поры. Среди карбонатов отмечены: сидерит, Са-сидероплезит, кальцит.

Сидеритовый и Са-сидероплезитовый цементы встречаются в прибрежно- и мелководно-морских фациях (песчаники, глауконитовые песчаники, железные руды из отложений байос—бат—келловея, сеноман—турона, коньяк—сантон—кампа и маастрихт—дата).

¹ Детально глинистые минералы будут рассматриваться в отдельной статье.

² Вопрос о седиментационном генезисе такого цемента — дискуссионный. Н. М. Страхов (1960), показал, что хемогенная садка CaCO_3 имеет место лишь в мелководных наиболее прогреваемых областях тропических зон. Он полагает, что пелитоморфный CaCO_3 появляется при перетирании раковин и, следовательно, имеет биогенный генезис.

Кальцитовый цемент встречается в песчаниках континентальных отложений покурской свиты (апт—альб—сеноман), лагунных пород кьялинской свиты (готерив—баррем) и прибрежно-морских отложений тарской и куломзинской свит (валанжин).

Начально-эпигенетические цементы. На стадии начального эпигенеза в породах со свободным или частично заполненным поровым пространством (песчаники, реже алевролиты) формируются цементы выполения. Они возникают путем: 1) выпадения из растворов; 2) распада обломочных неустойчивых компонентов. В их составе преобладают глинистые минералы, карбонаты и окислы титана, железа, кремния.

Среди глинистых цемента различаются отмеченные выше два типа: I тип — цементы, формирующиеся за счет растворов и коллоидов. Они равномерно выполняют поры, характеризуясь колломорфной или ясно-кристаллической структурой. Тип цемента базальный, поровый (20—40%) или крустификационный (до 10%). Состав: каолинит + Fe-монтмориллонит; монтмориллонит + Са-сидероплезит; Fe-монтмориллонит, каолинит + анатаз. Такого рода цементы отмечены в континентальных отложениях покурской свиты (апт—альб—сеноман), в прибрежно-морских отложениях куломзинской свиты (валанжин) и др.

II тип — цементы, образующиеся за счет внутрислойного растворения неустойчивых обломков. Они крайне неопределенно, пятнисто распределены в породе, обычно заполняя лишь часть свободных пор. Содержание такого цемента колеблется от 5—10% и местами достигает 30 и 50%. Это количество обусловлено содержанием в породе неустойчивых компонентов, интенсивностью процесса и временем пребывания в таких условиях. Неустойчивыми компонентами являются цветные минералы (слюды, хлориты, роговая обманка) и полевые шпаты. Биотит преобразуется в разнообразные сочетания гидрослюды, хлорита, монтмориллонита, каолинита, ассоциирующие с карбонатами или окислами Fe, Ti, Si. Эти изменения сопровождаются разбуханием с заполнением близлежащих пор. За счет полевых шпатов формируется каолинит, иногда в ассоциации с кристобалитом. Цементы II типа развиты в разнообразных по возрасту и генезису отложениях.

Карбонатные цементы формируются за счет подземных вод. Тип такого цемента поровый и пойкилитовый, последний наиболее характерен. Содержание его колеблется от 40 до 50%. Структура цемента яснокристаллическая от мелко- до грубозернистой. Состав карбонатов обычно сложный: Са-сидероплезит, Mg—Fe-кальцит, Са—Fe-доломит. Встречаются в разнообразных фациях в отложениях от турона до нижней—средней юры. Обычно такие цементы возникают в песчаниках и алевролитах на контакте их с глинами, мергелями и известняками. Мощность зоны с таким цементом колеблется от нескольких сантиметров до 2 м.

Глубинно-эпигенетические цементы. Их формирование осуществляется двумя путями: 1) выполнением свободного порового пространства, 2) перекристаллизации первичных цемента.

К первому типу относятся альбито-кварцевый и кварцевый типы регенерации и пор. Количество такого цемента колеблется от 0,3 до 21—25%. Он появляется на глубине 1100—1300 м и достигает значительного развития уже на глубине 2000—2500 м. Источником появления вторичных кварца и альбита являются прежде всего сами обломки кварца и полевых шпатов. То, что формирование такого цемента происходит на значительной глубине, свидетельствует о роли фактора давления, который становится все более значимым. За счет растворения ряда минералов (кварца и меньше полевых шпатов) поровые растворы обогащаются всеми необходимыми компонентами для формирования кварца и альбита (Heald, 1955; Хитаров, 1957). Встречается в отложениях различных фаций.

Ко второму типу относятся перекристаллизованные цементы, которые наблюдаются на глубинах ниже 1800—2000 м.

Mg—Fe-хлоритовый цемент пленочного и крустификационного типа (7—10%) встречается только в прибрежно-морских отложениях вартовской (готерив—баррем), тарской и куломзинской (валанжин) свит. Генезис такого цемента не ясен. Одним из возможных путей его формирования является изменение минералов группы монтмориллонита (Whitehouse and Carter, 1958).

Гидрослюдисто-хлоритовый цемент базального, порового и пленочного типа возникает при перекристаллизации первично-глинистого цемента преимущественно полиминерального по составу. Такого рода цемент составляет 8—30% и связан с отложениями прибрежно-морских и морских фаций (тарская и куломзинская свиты).

В континентальных отложениях отмечается диккитизация каолинитового цемента (на глубинах 2700 м) и гидрослюдизация иного по составу цемента. Хлорит для континентальных фаций не характерен.

Наблюдался также вторичный кварцевый цемент, который образовался за счет перекристаллизации первичного опалового. Этот цемент имеет реликтовую крустификационную структуру, свидетельствующую о халцедоновой стадии.

Здесь надо отметить также, что на больших глубинах за счет выжимания пластичных обломков глинистых пород и эффузивов в поровое пространство также возникает вторичный цемент. А. В. Копелиович (1958) показал, что такого рода цемент образуется при растворении пластичных обломков; по нашему мнению, причиной является пластическая деформация.

4. ХАРАКТЕР ЗЕРНОВЫХ КОНТАКТОВ И ФАКТОРЫ, ИХ ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ

Если на ранних этапах эпигенеза изменения в поровом пространстве происходят в основном за счет выполнения его цементом, то в глубинном эпигенезе эти преобразования обусловлены иными причинами.

Погружаясь на все большие глубины, зернистые породы начинают испытывать все возрастающее давление. Последнее приводит к изменению упаковки зерен с тенденцией уменьшения порового пространства. Исследователи (Gilbert, 1949; Heald, 1950; Gaither, 1953; Lowry, 1956) пришли также к выводу, что под воздействием давления обломочные зерна на некоторых участках растворяются, что способствует еще большему их сближению и прогрессивному уменьшению порового пространства.

Для того чтобы выявить роль давления, Г. М. Тейлор (Taylor, 1950) предложила изучать характер зерновых контактов. Она выделила четыре типа контактов: касательный, прямой, выпукло-вогнутый и сутурный. Г. М. Тейлор считает, что свободные зерна, а также зерна, имеющие касательные и прямые контакты, — результат первоначальной упаковки; выпукло-вогнутые и сутурные контакты обычно являются результатом давления. Типы контактов с глубиной прогрессивно изменяются.

В изученных нами разрезах в песчаных породах касательные контакты преобладают до глубины 2000—2200 м. На малых глубинах (до 1000 м) часты свободные зерна. Уже в песчаниках куломзинской свиты (до 2400—2700 м) касательные контакты сохраняются спорадически, а прямые начинают преобладать, вторичные выпукло-вогнутые контакты появляются на глубинах 2000—2300 м, количественно увеличиваясь с глубиной, а в самых низах разрезов (2500—3000 м) появляются сутурные. Однако четкой границы между вторичными и первичными контактами не улавливается. Более того, на одной и той же глубине в одном пласте

песчаника иногда наблюдаются различные (первичные и вторичные) типы контактов.

Анализ развития вторичных цементов показал, что появление или отсутствие последних закономерно связано с развитием вторичных контактов между зернами, т. е. с изменением порового пространства.

В чем причина этого явления? Ранее было отмечено, что глины (без примесей карбонатов, опала, окислов железа, органических веществ) уплотняются очень постепенно (Пероэно, 1960). Песчаники же и алевролиты ведут себя иначе: в то время как тонкие пласты алевролитов оказываются полностью сцементированными, многометровые пласты песчаников остаются слабо измененными или же небольшие изменения наблюдаются лишь в кровле и подошве.

Для того чтобы проследить это явление и как-то выразить его численно, по разрезу Тымской опорной скважины были отобраны образцы песчаников разного гранулометрического состава и крупнозернистых алевролитов с незначительным (менее 10%) количеством пленочного глинистого цемента (последний не оказывает влияния на развитие вторичных цементов и контактов). В шлифах из указанных пород производился подсчет содержания кварца и полевых шпатов с определением количества растворенных под давлением, регенерированных и неизмененных зерен. Общее количество зерен для каждого минерала принималось за 100%. Были рассмотрены пласты разной мощности: «тонкими» условно названы пласты мощностью 0,1—0,7 м, «средней» мощности — от 2 до 5 м и «мощными» — от 6 до 25 м. Результаты подсчета приведены на графиках (фиг. 3, А — 3, Е).

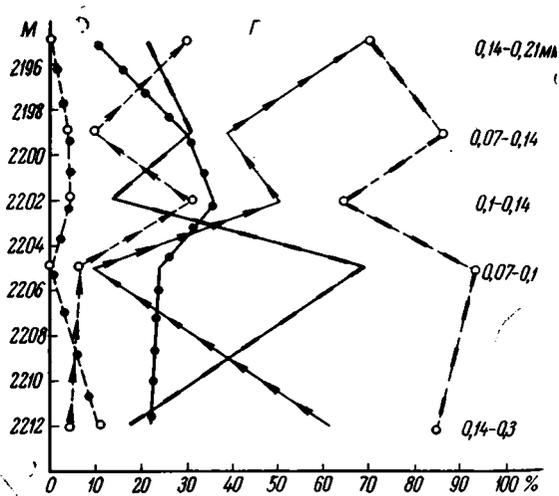
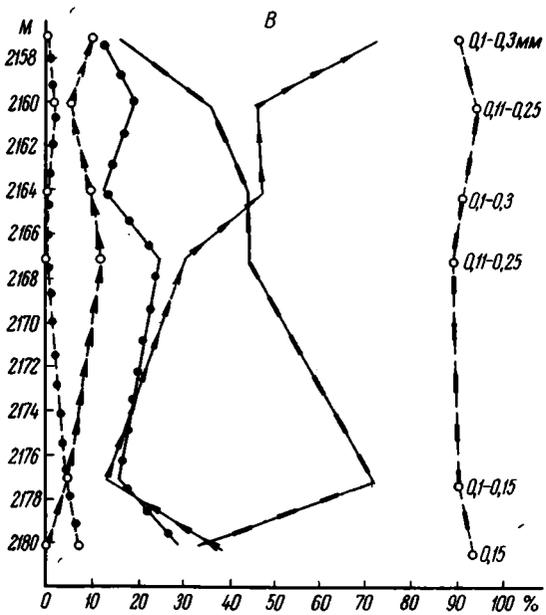
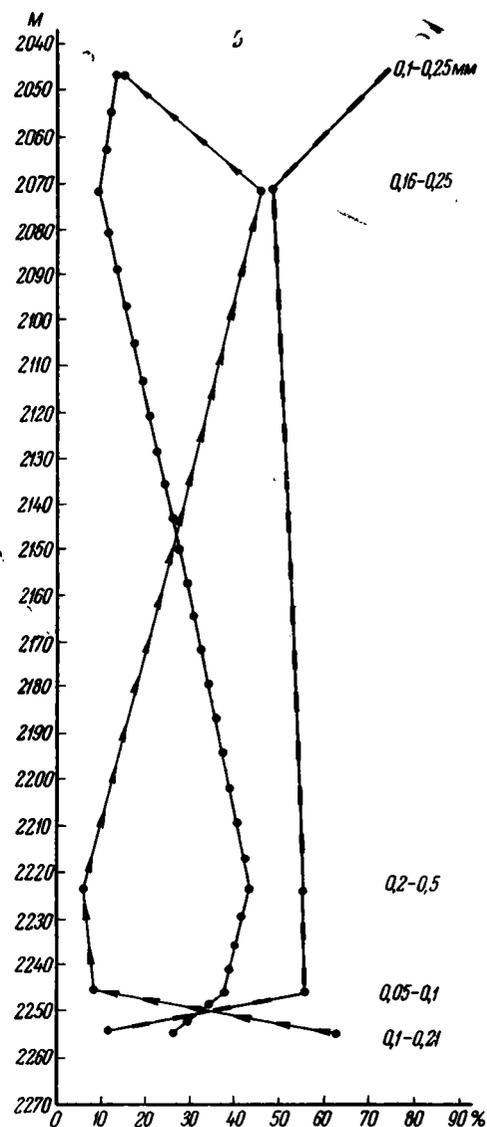
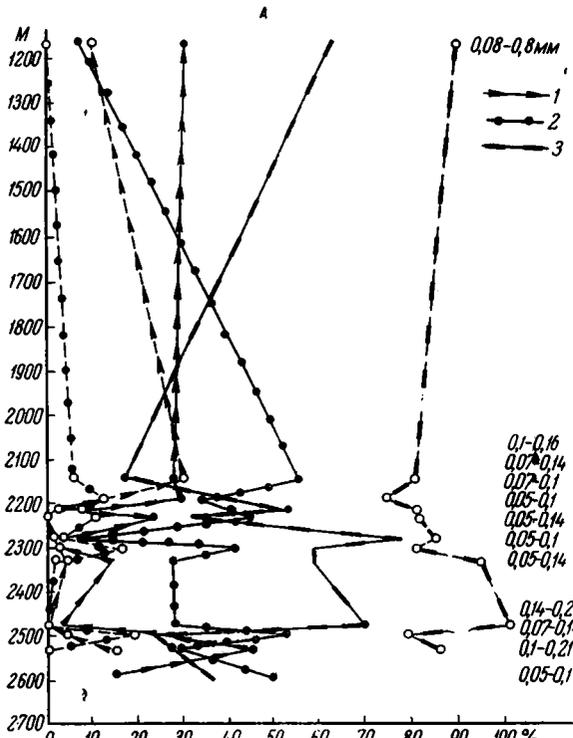
В «тонких» пластах (фиг. 3, А) процессы растворения преобладают над процессами регенерации как для мелкозернистых песчаников, так и для алевролитов. В то же время наблюдается увеличение интенсивности процесса регенерации в неравномернозернистых алевролитистых песчаниках с размерами зерен 0,08—0,8 мм. Одновременно отмечается большая интенсивность этих процессов для кварца и значительно меньшая для полевых шпатов, что свидетельствует о большей устойчивости последних на стадии глубинного эпигенеза. В каждом пласте наиболее крупные зерна кварца и меньше плагиоклазов регенерируются, мелкие зерна этих минералов растворяются.

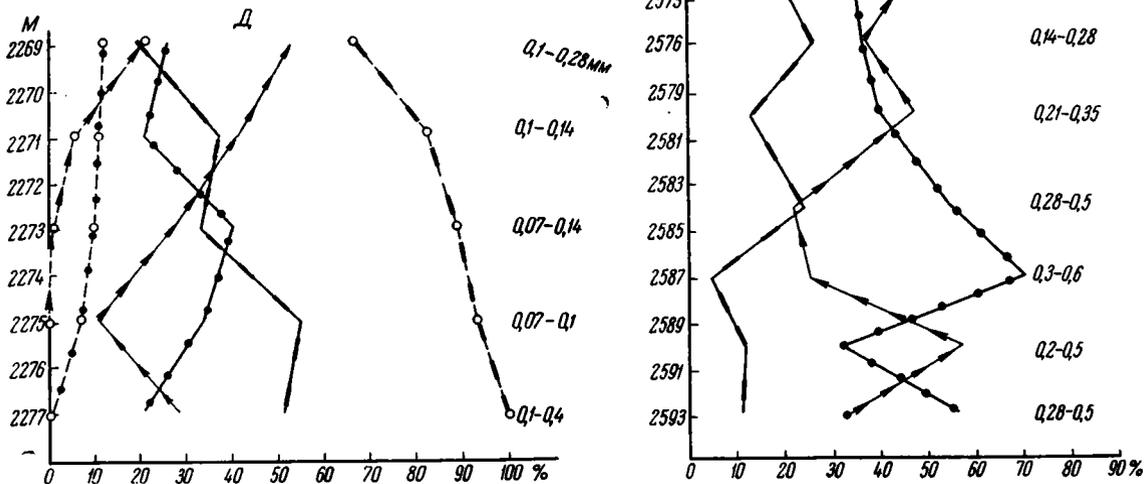
В пластах «средней» мощности (фиг. 3, Б) процессы растворения нарастают с глубиной, при этом процессы регенерации в песчаных породах большей частью преобладают над процессами растворения, а в алевролитах наоборот.

В «мощных» пластах (фиг. 3, В—3, Е) наблюдается следующая закономерность: у кровли и подошвы пластов резко усиливаются процессы регенерации, здесь нередко наблюдается полная регенерация зерен кварца с образованием наиболее широких нарастаний до 0,035—0,064 мм. Процессы растворения несколько увеличиваются в средней части пластов, а также с глубиной и обычно более интенсивны в алевролитах. Процессы регенерации здесь ослабевают, каемки становятся тоньше, возникая лишь на отдельных участках зерна и не превышая 0,007—0,014 и реже 0,02 мм.

Почти к аналогичным результатам относительно увеличения регенерационного кварца в кровле пластов пришел Фюхтбауэр (Füchtbauer, 1961).

Таким образом, различный гранулометрический состав и положение тех или иных пород в разных участках пласта обуславливают различные преобразования на одних и тех же глубинах: если тонкие пласты и тем более микрослойки алевролитов и песчаников, залегающие среди аргиллитов, преобразуются в почти сливные породы, в более мощных пластах еще сохраняются слабо уплотненные породы с мало измененным поровым пространством. Эти данные показывают также, что давле-





Фиг. 3. А—Е. Графики зависимости процессов регенерации и растворения от мощности слоя

Пласты: А — тонкие, Б — средней мощности; В, Г, Д, Е — мощные; линии: со стрелками — регенерация; с точками — растворение под давлением; с пунктиром — неизменные зерна; тонкая линия с точками — для кварца; пунктир с кружками — для полевых шпатов. Цифры справа — пределы колебаний размеров зерен в образце.

ние в зернистых породах распространяется неодинаково: если в «тонких» слоях возможно считать его более или менее равномерным, то в мощных слоях его воздействие в их средней части, по-видимому, ослабевает. Это приводит нас к выводу о том, что возникновение в кровле и подошве прочно сцементированных пластов как-то тормозит процессы эпигенеза в их средней части, что имеет немаловажное значение при изучении этих пород в качестве гранулярных коллекторов нефти и газа.

Приведенные материалы показывают, что изучение зерновых контактов без учета гранулометрического состава и мощности пласта может привести исследователя к неправильным выводам. По данным Хейза, который получил иные процентные соотношения контактных типов, чем Г. М. Тейлор, большее значение имеет состав изменяющихся пород, а не глубина залегания.

Изучение зерновых контактов помимо вышеизложенного позволяет получить представление о развитии вторичных структур. Всякое изменение в поровом пространстве, связанное с частичным его выполнением цементом и уменьшением в связи с изменением самих обломочных компонентов, обуславливает структурные изменения в породах. В изученных разрезах структуры гравитационного уплотнения появляются на тех же глубинах, где появляются и вторичные контакты. Характерно, что, так же как и последние, вторичные структуры (конформная, инкорпорационная, регенерационно-мозаичная, микростилолитовая, по Копелиовичу, 1958) появляются вначале лишь в отдельных участках породы и только на больших глубинах захватывают всю породу. Поскольку в зоне глубинного эпигенеза (ниже 2000—2300 м) олигомикто-кварцевых пород со свободным поровым пространством не встречено, а преобладают в основном полимиктовые разности, для последних чрезвычайно характерно сочетание различных вторичных структур: регенерационно-мозаичной, конформной, инкорпорационной с элементами микростилолитовой.

5. ВЛИЯНИЕ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ПОРОД НА ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ

Терригенные зернистые породы в зоне эпигенеза ведут себя по-разному в зависимости от наличия и состава первичного цемента и состава самих пород (Пероэно, 1960, 1961).

Исследования показали, что породы с большим количеством (20—50%) первично-глинистого цемента ведут себя как глины: на ранних этапах вокруг обломков появляется тонкая раскристаллизованная пленочка, на поздних происходит перекристаллизация цемента и в порах. В таких породах не возникают карбонатные цементы в начальные этапы и не формируются кварц и полевые шпаты в глубинные этапы эпигенеза. Отсутствие вторичных минералов в зернистых породах с глинистым цементом свидетельствует, как это подметил еще Джилберт (Gilbert, 1949), что глина является препятствием для формирования вторичных минералов в открытых порах. Он считает, что существование глины между песчаными зернами может препятствовать или сделать менее эффективным действие дифференциального растворения кварца и полевых шпатов и дополнительного отложения новообразований в порах. Плотная глина проявляет тенденцию к более однородной передаче одностороннего давления, к понижению гетерогенности и его концентрации в точках сплошных контактов.

В породах с первично-карбонатным цементом происходит перекристаллизация последнего. Возникновение вторичных кварца и альбита наблюдается спорадически. Какой-либо зависимости не подмечено.

Породы с незначительным количеством (до 10%) первично-глинистого цемента и с открытым поровым пространством являются вмещителем вторичных цементов и ареной интенсивных эпигенетических процессов. В диагенезе и начальном эпигенезе здесь формируются глинистые и карбонатные цементы, образуя небольшой мощности (до 2 м) уплотненные прослой, в глубинном эпигенезе начинается изменение в упаковке зерен, частичное их растворение и нарастание. Выше было показано, что процессы эти идут локально и прерывисто. Появление вторичного кварца и альбита на глубинах 1200—1300 м и сохранение мало уплотненных пород на глубинах 2500 м свидетельствует о том, что зона мощностью 1200—1300 м является беспокойной: здесь существуют и измененные породы и совершенно не измененные. Очевидно, на этих глубинах (1200—2500 м) давление еще не очень велико.

Наличие небольшого количества вторичного кварца и открытых пор, по данным Лаури (Lowry, 1956), свидетельствует о незавершенности процесса. Он полагает, что при действии давления процесс прекращается, как только поверхности контактов между зернами становятся больше и получающихся напряжений в контактах между зернами становится недостаточно для дальнейшего их растворения.

Лишь на глубинах свыше 2500—2700 м давление оказывается достаточным, чтобы процессы регенерации и растворения прошли до конца.

Состав обломочного костяка зернистых пород также оказывает влияние на развитие и интенсивность процессов эпигенеза. Поскольку в зоне начального эпигенеза присутствуют лишь цементы выполнения, первичный состав пород играет роль лишь при образовании цементов за счет неустойчивых обломочных компонентов. Чем больше последних, тем более пестрый состав новообразований возникает.

С цементами выполнения развиты коррозионные структуры. При изменении слюдястых песчаников, алевролитов и микалитов возникает обилие глинистых минералов и фестончатые структуры.

В зонах глубинного эпигенеза существенное различие наблюдается между полимиктовыми и олигомиктовыми породами.

На территории изученного района наиболее развиты полимиктовые породы — граувакковые аркозы, полевошпатовые граувакки и в низах разрезов — собственно граувакки.

В граувакковых аркозах и полевошпатовых граувакках комплекс новообразований и характер изменений близки. При их уплотнении наблюдается регенерация кварца, реже — плагиоклазов, катаклаз или пластическая деформация последних; происходит частичное растворение под давлением обломков кварца, эффузивов, кремней, реже полевых шпатов; глинистые обломки также испытывают пластическую деформацию. В этих породах формируются самые различные вторичные структуры и наиболее обильны новообразования. В связи с изменчивостью состава, пятнистым распределением кварца возникают пятнистые вторичные структуры: на одном участке наблюдается срастание нескольких регенерированных зерен кварца с образованием регенерационно-мозаичной структуры, на другом — растворение кварца или эффузива, вдавливание их в поры с образованием конформных и инкорпорационных структур. Из новообразований здесь отмечены: карбонаты, хлорит, альбит, кварц, анатаз, рутил, турмалин, каолинит, диксит, диоктаэдрическая гидрослюда, помимо хемогенных цементов выполнения.

В граувакках преобладает инкорпорационная структура за счет растворения и пластической деформации обломков глинистых сланцев и кварцитов; регенерация кварца носит узко локальный характер. Ассоциация эпигенетических минералов: карбонаты, каолинит, кварц, диоктаэдрическая гидрослюда.

В алевролитах более развиты процессы растворения обломочных зерен; при этом удаляется тонкая пленочка первично-глинистого цемента и формируются прочно сцементированные породы с конформно-мозаичной структурой.

В олигомиктово-кварцевых породах развиты либо процессы регенерации, либо процессы растворения кварца, что обуславливает появление регенерационно-мозаичных и конформно-мозаичных структур. Комплекс аутигенных минералов здесь обеднен: это кварц, иногда глинистые минералы (каолинит, хлорит).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные закономерности распределения вторичных цементов, контактов и структур в зернистых породах были изучены в водоносных и местами сухих горизонтах. В связи с развитием на изученной территории работ, связанных с поисками нефти и газа, была сделана попытка получить предварительные данные по таким вопросам, как: 1) потеря пористости в связи с развитием процессов эпигенеза; 2) эпигенетические минералы — фиксаторы появления нефти в песчаных коллекторах, 3) специфика зон эпигенеза и связь их с поисками гранулярных коллекторов и т. д.

На примере изучения нефтеносных горизонтов мы попытались выяснить эти вопросы. Значительная часть нефтяных месторождений валанжина и неокома (Усть-Балыкские, Западно-Сургутское, Мегионское и др.) приурочена к полимиктовым песчаникам (полевошпатовые граувакки и граувакковые аркозы) с пленочным или крустификационным хлоритовым цементом. В эпигенезе в свободных поровых пространствах здесь формируются анатаз, каолинит, альбит и кварц; наблюдается частичное растворение обломков кварца и полевых шпатов.

Верхнеюрские месторождения Шаимской группы связаны с олигомиктовыми кварцевыми песчаниками и гравелитами с переотложенным каолинитовым и новообразованным гидрослюдистым цементами. В этих породах отмечены аутигенные кварц (мало) и диоктаэдрическая гидрослюда; кварц обломочный частично растворен, а местами образуются микростилолиты.

На основании изложенного видно, что породы обеих групп месторождений претерпели лишь самые начальные изменения, связанные со стадией глубинного эпигенеза.

Для I группы месторождений характерно развитие хлоритового цемента обычно пленочного и крустификационного типа. В этом случае в шлифах хорошо видны свободные поровые пространства. С развитием эпигенетических минералов, а также при растворении обломочных зерен размеры пор уменьшаются.

Спецификой месторождений II типа является значительное количество (от 15 до 30%) порового каолинистого цемента. При обычном исследовании под микроскопом видимых микропор не наблюдается.

Среди эпигенетических минералов, имеющих региональное распространение отмечаются хлорит, кварц, реже альбит, кальцит и Са—Fe-доломит. Развитие щеточек хлорита, идиоморфных кварца и альбита осложняет строение поровых пространств. При регенерации кварца и местами альбита отдельные поры уменьшаются на $\frac{1}{3}$ и $\frac{1}{2}$; аналогичное уменьшение наблюдается при растворении части зерен за счет их сближения и формирования локально-мозаичных и инкорпорационных структур. Полная потеря пористости наблюдается при заполнении пор карбонатами: доломитом в месторождениях II типа и кальцитом в I типе.

Эпигенетическая ассоциация минералов наблюдалась за пределами месторождений I типа в разновозрастных водоносных отложениях изученных нами разрезов Ново-Васюганской, Пудинской, и Тымской опорных скважин. В нефтеносных горизонтах отмечается лишь меньшее развитие или полное отсутствие каолинита с совершенной структурой.

Сравнивая ассоциации аутигенных минералов, развитые в водоносных и нефтеносных горизонтах, можно примерно определить относительное время прихода нефти в коллектор. Появление аутигенных кварца и альбита отмечается на глубинах 1100—1300 м, а растворение кварца несколько глубже — с 1600—1800 м. Нефть обнаружена в породах после того, как были раскристаллизованы хлорит, частично кварц и альбит и начались небольшие структурные изменения обломочного костяка.

В месторождения II типа нефть пришла после формирования микростилолитовых структур, частичной регенерации и «спаивания» зерен кварца.

Оба типа месторождений приурочены ко II и III зонам породообразования (Перозо, 1961), которые охватывают начальный и верхи глубинного эпигенеза. Выявленная избирательность эпигенеза, заключающаяся в затухании интенсивности процессов в средней части мощных пластов песчаников, позволяет искать коллекторы нефти и в зонах глубинного эпигенеза.

Как показали работы многих исследователей (Lowry, 1956), сохранение пористости зависит от наличия в породе на ранних этапах ее изменения углеводородной фазы, которая задерживает развитие эпигенных минералов. В. Энгельгардт (1964, стр. 45) считает, что «ни в коем случае нельзя указывать глубины, ниже которой исключено существование пористого песчаника».

ЛИТЕРАТУРА

- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИГГИМС, вып. 3, 1959.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской равнины и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1958.
- Копелиович А. В. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья. Канд. дис. Москва, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутков Ю. Д. Характер изменения терригенных пород при эпигенезе (позднем диагенезе) и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. Совещ. по минералогии осад. образований, Львов, 1955.

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигечеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, т. 103, № 6, 1955₂.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. Ю., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Докл. АН СССР, т. 106, № 6, 1956.
- Перозин Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 135, № 5, 1960.
- Перозин Г. Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 17, 1961.
- Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита. Тектоника нефтеносных областей, т. II. Госолтехиздат, 1958.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II. Изд. АН СССР, 1960.
- Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. Тр. IV совещ. по эксперим. минералогии и петрографии, вып. 2, 1953.
- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. Геохимия, № 6, 1957.
- Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Энгельгардт Т. В. Поровое пространство осадочных пород. Изд. «Недра», 1964.
- Füchtbauer H. Zur Quarz Neubildung in Erdöllagerstätten. Sonderdruck aus «Erdöl und Kohle» Ergas. Petrochemie, Bd 14. Jhrgang, 1961.
- Gaither A. A study of porosity and Grain relationships in experimental Sands. J. Sediment. Petrol., v. 23, 1953.
- Gilbert Ch. M. Cementation of some California tertiary reservoir sands. J. Geol., v. 57, No. 1, 1949.
- Heald M. T. Authigenesis in West Virginia Sediments. J. Geol., v. 58, No. 6, 1950.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones. J. Geol., v. 63, No. 4, 1955.
- Lowry W. D. Factors in loss of porosity by quartzose sandstones of Virginia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 40, No. 3, 1956.
- Pettijohn F. J. Lithification and diagenesis. Sedimentary rocks, USA, 1949.
- Taylor J. M. Pore-space reduction in sandstones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 34, 1950.
- Whitehouse G. U., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. Agric. and Mechanic. College, College Station, 1958.

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья
Новосибирск

Дата поступления
1. III. 1965

УДК 551.735.1+552.4 (471.22)

**ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ
ФАЦИАЛЬНО-ЦИКЛИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
К ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ТОЛЩАМ ПРОТЕРОЗОЯ
(на примере ятулия Карелии)**

Л. П. ГАЛДОБИНА

Ятулийские вулканогенно-осадочные породы в виде изолированных площадей известны на всей территории Карелии. Циклическое строение этих отложений отмечалось многими исследователями (Харитонов, 1938; Соколов, 1960, 1963; Негруца, 1963 и др.), но до сих пор не было дано систематического описания типов цикличности и ритмичности, а также примеров использования этих особенностей осадочных толщ для их фациального изучения.

В статье приводятся некоторые результаты изучения ритмичности и цикличности древних немых осадочных толщ ятулийских образований района Сегозеро—Елмозера в центральной Карелии. Материалы получены автором в ходе тематических исследований, проводимых совместно с А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым, В. А. Соколовым, К. И. Хейсканеном под руководством В. А. Соколова. Методика подбора фактического материала для проведения фациально-циклического анализа, изложенная в статье, может быть использована при исследованиях различных по возрасту докембрийских образований, на ритмичное строение которых указывают многие авторы (Демидов и Кратц, 1958; Чернов, 1959; Сидоренко и Лунева, 1961 и др.).

По составу и строению для ятулийских образований определены два типа разреза: Онежский и Сегозерский (Соколов, 1963). Разрезы Онежского типа (районы озер Суоярви, Малого Янис-ярви, Туломозера, Онежского) более чем на 50% представлены карбонатными породами. В вертикальном направлении наблюдается переход от терригенных пород к карбонатным и снова к терригенным (Соколов, 1960).

Отложения ятулия Сегозерского типа (районы Сегозера—Елмозера, Селецкого, Янгозера и др.) характеризуются преобладанием в разрезе терригенных пород, сравнительно небольшим объемом карбонатных с участием вулканогенных образований. По вертикали в разрезах Сегозерского типа прослеживается смена грубых терригенных конгломерато-песчаниковых пород песчано-сланцевыми и затем снова гравелито-песчаниковыми, разрез завершается карбонатными породами. Таким образом, ятулийские отложения любого типа разреза своим составом отражают трансгрессивный цикл высшего порядка.

Ятулийские отложения района Сегозера—Елмозера (фиг. 1), так же как и других районов, представлены тремя осадочными толщами—циклами, отделенными друг от друга литологическими перерывами и излияниями основных лав. Каждая толща последовательно отвечает нижнему, среднему и верхнему ятулию.

Нижний, а также средний и верхний ятулий в свою очередь имеют циклическое строение и сложен 2—4 циклами меньшего порядка, каждый из которых соответствует пачке в стратиграфической шкале ятулия. Пачки, как правило, обладают ритмичным строением (см. таблицу).

Ниже на примере ятулийских образований района Сегозера—Елмозера проводится фациально-циклический анализ древних толщ с использованием методики, предложенной Л. Н. Ботвинкиной (1962, 1965). В ее основу положено детальное изучение малого ритма, строение которого определяется механизмом седиментации.

Для ятулийских терригенных толщ установлено большое количество типов ритмов, различных по строению, составу и текстурам. Каждый тип ритма для удобства изложения фактического материала получил свой индекс-букву. Сочетание однотипных ритмов в разрезе отвечает фации, а группы фаций определяют фациальную обстановку, что соответствует циклам I порядка — пачкам стратиграфической шкалы (таблица, фиг. 2).

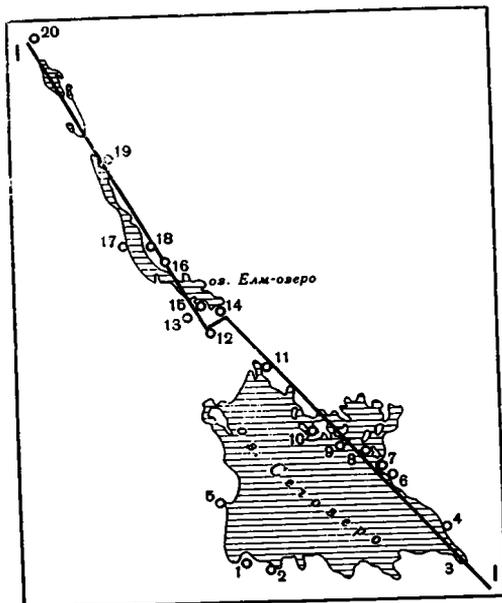
1. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА НИЖНЕГО ЯТУЛИЯ

Нижний ятулий района Сегозера—Елмозера включает породы от конгломерато-песчаниковых, налегающих на дотятулийскую кору выветривания, до песчаниково-сланцевых и песчаниковых в кровле цикла. Мощность их резко возрастает с юго-востока на северо-запад от 200 до 900 м. На значительной площади они перекрыты потоком основных лав. В нижнеятулийских отложениях прослежено четыре пачки, соответствующие четырем циклам I порядка.

Первая пачка (цикл I порядка). Первая пачка сложена конгломератами и преобладающими песчаниками различной зернистости, с подчиненным количеством сланцев и алевролитов. Мощность ее колеблется от 50 до 600 м.

Породы нижней части пачки сложены двумя типами ритмов, отличающимися составом пород, их мощностью и сочетанием текстурно-структурных особенностей.

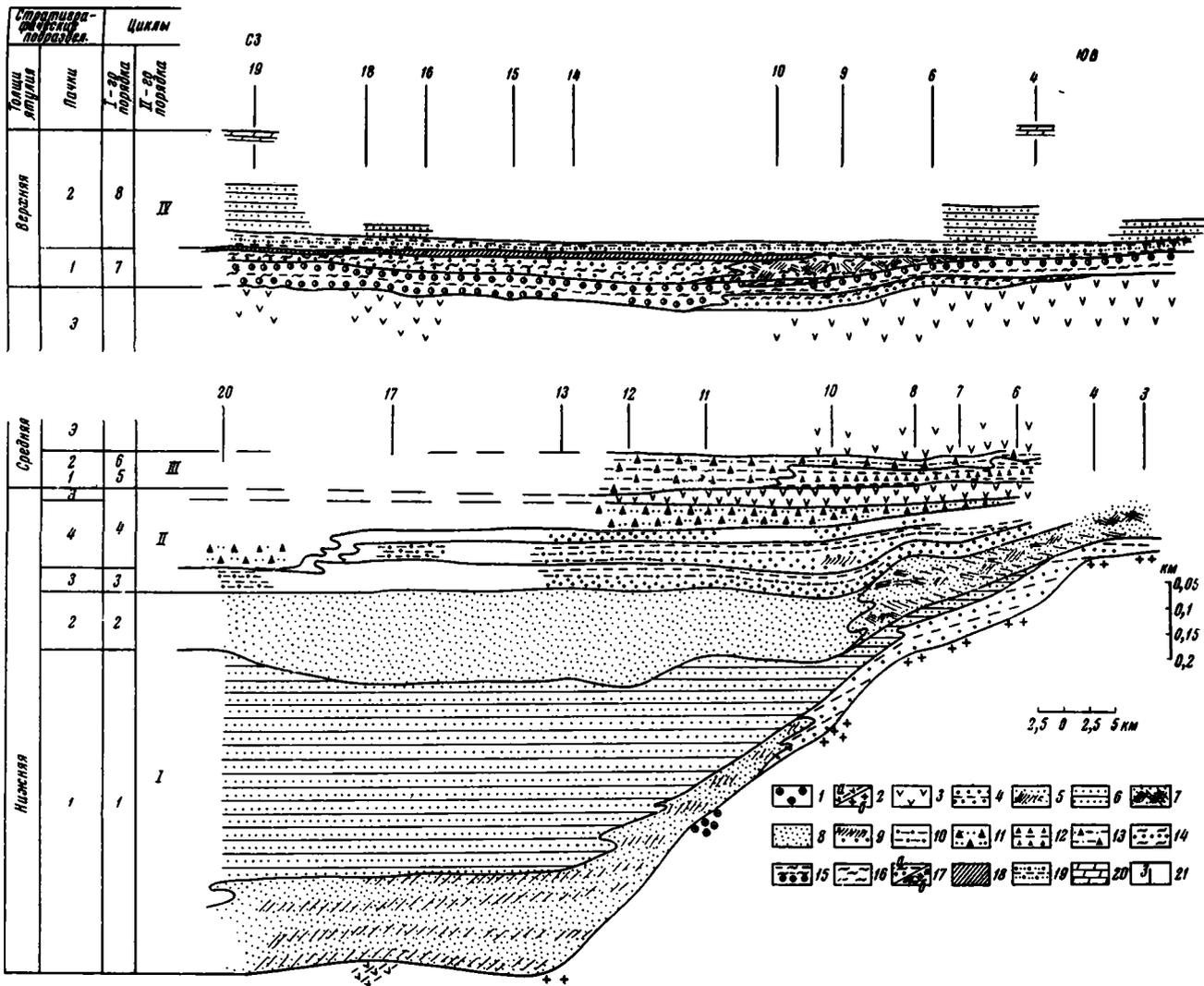
Ритмы типа *a* (фиг. 3, I) имеют мощность 1—5 м. Основания ритмов сложены крупно- и грубозернистыми, плохо отсортированными песчаниками с редкими гальками кварца и обычно с обломками сланцев. В породах подошвы прослежены параллельные крупные серии косой слоистости, мощность серий 0,3—1,0 редко 2 м. Слойки внутри серий слабовогнутые, выполаживающиеся к подошве. Величина зерен песчаников постепенно убывает к кровле ритмов (до средней зернистости), при этом увеличивается количество цемента. Местами в песчаниках отмечена сохранившаяся горизонтальная слоистость. В кровле ритмов залегают красновато-коричневые песчано-глинистые (кварцево-слюдистые) сланцы или алевролиты мощностью 15—60 см. На плоскостях их напластования встречены трещины усыхания. Ритмы последовательно налегают друг



Фиг. 1. Обзорная карта района исследований, расположение разрезов и линии фациального профиля

Характеристика ятулийских толщ

Отдел	Толща	Подтолща	Пачка	Фацци			Фациальная обстановка	Циклы I порядка	Циклы II порядка
				восточный и южный берега Сегозера	западный и северо-западный берега Сегозера	район Елмозера			
Ятулий	Верхний ятулий	Осадочная, 300 м	Вторая, 200 м	Устойчивого бассейна, удаленного от берега. Устойчивого неглубокого бассейна, часть прибрежные			Открытого бассейна, удаленного от берега	8	IV
			Первая, 95 м	Прибрежные Дельтовые Прибрежно-аллювиальные с береговыми течениями	Прибрежные Мелких заливов Зоны прибоя Прибрежные с береговым течением	Бассейновые Мелкого бассейна с донными течениями Косы, донные валы, пересыпи, бары, прибрежные		Мелководного бассейна	
	Средний ятулий	Вулканогенная, 90—300 м					Последовательное многократное подводное излияние основных лав	—	—
			Осадочная, 46—100 м	Вторая, 12—50 м	Замкнутого водоема	Замкнутого неглубокого спокойного водоема с редкими течениями		Озерная	6
	Нижний ятулий	Осадочная, 200—900 м	Первая, 32—50 м	Русловые, прирусловые отмели, пойма				Аллювиально-озерная	5
			Вулканогенная, 30—50 м				Излияние основных лав	—	—
			Четвертая, 12—35 м	Прибрежные с поступлением нового материала	Бассейновые с редкими течениями		Бассейновая	4	
			Третья, 60—130 м	Прибрежные (мелководье с периодическим обмелением) Прибрежные с береговыми течениями	Мелководья с периодическим обмелением Прибрежные с береговыми течениями	Прибрежные с донным течением Мелководья с обмелением Прибрежные с береговыми течениями Мелководья с периодическим обмелением	Прибрежно-мелководная	3	II
			Вторая, 85—160 м	Прибрежные с береговыми течениями (периодическое отчленение от общего бассейна)	Бассейновые с устойчивыми донными течениями, удаленные от берега		Бассейновая, удаленная от берега	2	I
			Первая, 50—600 м	Прибрежные с течениями и периодическим обмелением дна	Устойчивого бассейна, удаленного от берега Бассейна с донными течениями		Бассейновая с донными течениями частью прибрежная	1	



Фиг. 2. Фациальный профиль нижней, средней и верхней осадочных толщ ятулия района Сегозера — Елмозера

1 — сариолийские конгломераты среднего протерозоя; 2а — зеленые сланцы нижнего протерозоя; 2б — граниты протерозоя; 3 — эффузивные породы ятулия; 4 — прибрежные фацис с течениями и периодическим обменом дна; 5 — бассейновые фацис с донными течениями; 6 — фацис устойчивого бассейна, удаленного от берега; 7 — прибрежные фацис с береговыми течениями и периодическим отчленением от общего бассейна; 8 — фацис бассейна с устойчивыми донными течениями; 9 — прибрежные фацис с береговыми течениями; 10 — мелководные фацис с периодическим обменом дна; 11 — прибрежные, часть бассейновые фацис; 12 — аллювиальные фацис: русловые, прирусловые, пойменные; 13 — фацис небольшого замкнутого водоема; 14 — фацис прибрежно-аллювиальные с береговыми течениями; 15 — мелководные фацис с донными и береговыми течениями; 16 — фацис мелких заливов; 17а — фацис мелководного бассейна: донные валы, косы, пересыпи, донные течения; 17б — фацис зоны приобья; 18 — фацис бассейна, удаленного от берега; 19 — фацис устойчивого неглубокого бассейна морского типа; 21 — номера литолого-стратиграфических разрезов

на друга со слабым размывом. Вверх по разрезу мощность ритмов постепенно уменьшается, и увеличивается объем сланцев и алевролитов в их кровле.

Ритмы типа *а* слагают разрез первой пачки района восточного берега Сегозера. Характер строения ритмов и сочетания их в пачке, особенности текстур и гранулометрический состав пород указывают на образование их в прибрежных условиях с периодическими появляющимися течениями, периодическими обмелениями дна с исчезновением течений.

Ритмы типа *б* имеют мощность от 2 до 5 м и более. В их подошве залегают крупнозернистые, слабоотсортированные косослоистые песчаники, к кровле ритма постепенно переходящие в средне- и мелкозернистые песчаники, горизонтальнослоистые с различным содержанием цемента, вплоть до песчаников с базальным типом цементации. Косослоистые серии параллельны, мощность их достигает от 0,3—0,5 до 1—1,5 м.

Слойки имеют пологий угол наклона, вогнутую выполаживающуюся к подошве форму.

Ритмы в разрезе следуют друг за другом без размывов, границы между ними отчетливые и ровные. Вверх по разрезу уменьшается мощность ритмов и увеличивается количество мелкозернистых пород (фиг. 3—II, III).

Таким образом накопление осадков происходило в условиях спокойного бассейна с донными течениями. Подобные условия сохранялись на большей площади, чем описанные выше, так как ритмы типа *б* прослежены в разрезах, начиная от южного берега Сегозера, вдоль западного его берега и далее на северо-запад от северного конца Елмозера, где ритмы, сохраняя облик типа *б*, изменяются лишь за счет резкого увеличения горизонтальнослоистых осадков.

Осадки верхней части разреза первой пачки представлены песчаниками нередко со значительным содержанием слюдистого и карбонатного цемента и в подчиненном количестве—кварцито-песчаниками. В них прослежены ритмы типа *в*.

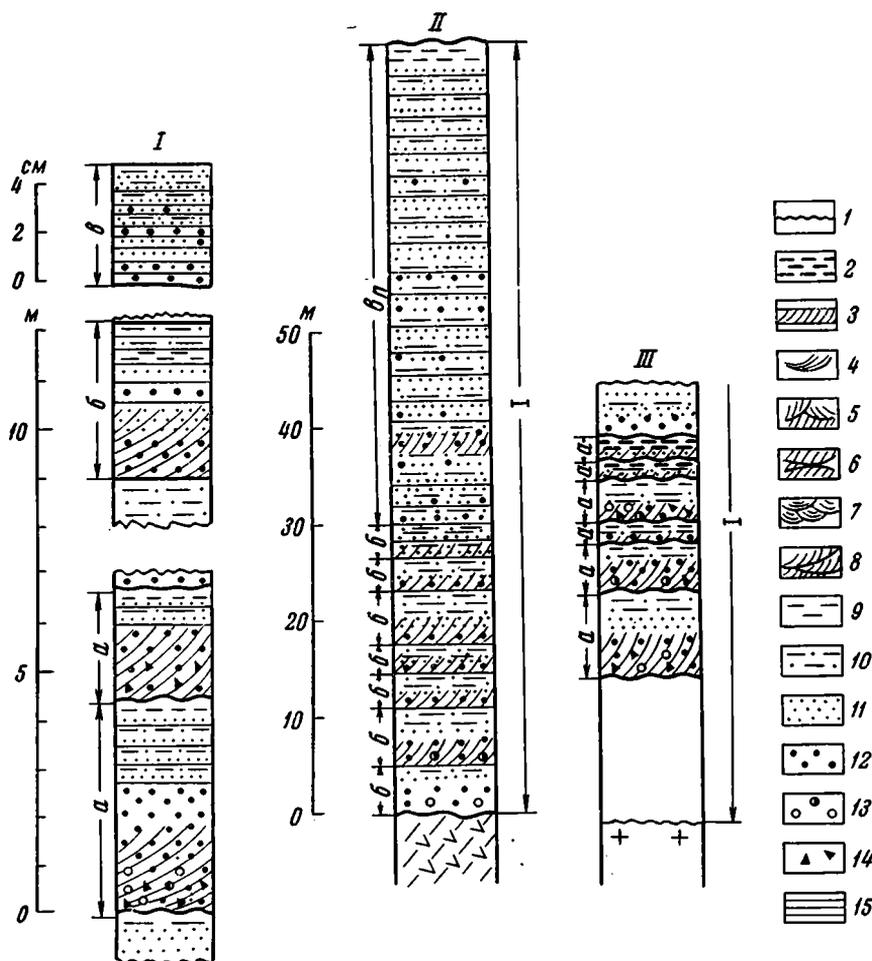
В ритмах типа *в* мощностью 4—6 см наблюдается переход от крупнозернистого песчаного материала в подошве к средне- и мелкозернистому в кровле. Слойки не имеют отчетливых границ, нередко выклиниваются по простиранию и варьируют в мощности. Тончайшая слоистость обусловлена неравномерным распределением цемента в песчанике. Встречены редкие крупные серии с пологой косою слоистостью. Ритмы типа *в* слагают разрез в районе западного берега Сегозера. Накопление осадков верхней части разреза первой пачки происходило в условиях бассейна с редкими донными течениями с постепенным прогибанием дна, наибольшим в районе Елмозера, где мощность горизонтальнослоистых осадков достигает максимума.

Образования первой пачки слагают первый цикл I порядка (см. таблицу). Намечается четкое изменение гранулометрического состава от преобладающих грубо- и крупнозернистых песчаников в основании пачки до мелкозернистых пород с обильным карбонатно-слюдистым цементом в верхней ее части. Осаждение пород нижней части пачки происходило в прибрежно-бассейновых условиях, тогда как песчаники верхней части отлагались в спокойном, удаленном от берега бассейне. Соответственно происходят изменения и в характере осадка: косослоистые песчаники, слагающие крупные ритмы, сменяются горизонтальнослоистыми микроритмичными отложениями.

Вторая пачка (цикл I порядка). Вторая пачка сложена наиболее чистыми по составу кварцито-песчаниками и песчаниками и изменяется по мощности от 85 до 160 м. Для нее характерны два типа ритмов: *г* и *д*.

Ритмы типа *г* мощностью от 1,5 до 5 м (фиг. 4, I) в основании сложены крупно- и среднезернистыми кварцито-песчаниками с крупными до

1—2,5 м мощностью косослойными сериями; песчаники нередко содержат обломки сланца. Верхняя часть ритма представлена более мелкозернистым песчаником с большим содержанием цемента. При этом в



Фиг. 3. Литолого-стратиграфические колонки разрезов первой пачки (цикл I порядка) нижней осадочной толщи ятулия района Сегозера--Елмозера

I — строение ритмов типа *a*, *b*, *в*; *II* — литолого-стратиграфическая колонка западного берега Сегозера (см. фиг. 1, 5); *III* — литолого-стратиграфическая колонка восточного берега Сегозера (см. фиг. 1, 8). 1 — знаки ряби; 2 — трещины усыхания. Слоистость: 3 — параллельная косая; 4 — пучковидная косая; 5 — перекрестная косая; 6 — косоволнистая; 7 — мульдобразная косая; 8 — срезающая косая; 9 — сланцы и алевриты; 10 — песчаники с базальным типом цементации; 11 — средне- и мелкозернистые песчаники; 12 — грубо- и крупнозернистые песчаники; 13 — гравелиты и конгломераты; 14 — обломки сланцев; 15 — горизонтальная слоистость

песчаниках прослежена косая слоистость с параллельными и срезающимися сериями мощностью 5—15 см. В кровле ритмов, как правило, залегают тонкие прослойки светло-зеленых сланцев, иногда слабо-розового оттенка, на плоскостях напластования которых наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби течения и волнения. В сланцах беспорядочные включения крупных, до 1 см, кубических кристаллов пирита, которые наблюдаются и в песчаной части ритма.

Ритмы с размывами кровли следуют друг за другом. Из-за недостаточной обнаженности пород верхней части пачки проследить изменение

на друга со слабым размывом. Вверх по разрезу мощность ритмов постепенно уменьшается, и увеличивается объем сланцев и алевролитов в их кровле.

Ритмы типа *а* слагают разрез первой пачки района восточного берега Сегозера. Характер строения ритмов и сочетания их в пачке, особенности текстур и гранулометрический состав пород указывают на образование их в прибрежных условиях с периодически появляющимися течениями, периодическими обмелениями дна с исчезновением течений.

Ритмы типа *б* имеют мощность от 2 до 5 м и более. В их подошве залегают крупнозернистые, слабоотсортированные косослоистые песчаники, к кровле ритма постепенно переходящие в средне- и мелкозернистые песчаники, горизонтальнослоистые с различным содержанием цемента, вплоть до песчаников с базальным типом цементации. Косослоистые серии параллельны, мощность их достигает от 0,3—0,5 до 1—1,5 м.

Слойки имеют пологий угол наклона, вогнутую выполаживающуюся к подошве форму.

Ритмы в разрезе следуют друг за другом без размывов, границы между ними отчетливые и ровные. Вверх по разрезу уменьшается мощность ритмов и увеличивается количество мелкозернистых пород (фиг. 3 — II, III).

Таким образом накопление осадков происходило в условиях спокойного бассейна с донными течениями. Подобные условия сохранялись на большей площади, чем описанные выше, так как ритмы типа *б* прослежены в разрезах, начиная от южного берега Сегозера, вдоль западного его берега и далее на северо-запад от северного конца Елмозера, где ритмы, сохраняя облик типа *б*, изменяются лишь за счет резкого увеличения горизонтальнослоистых осадков.

Осадки верхней части разреза первой пачки представлены песчаниками нередко со значительным содержанием слюдястого и карбонатного цемента и в подчиненном количестве—кварцито-песчаниками. В них прослежены ритмы типа *в*.

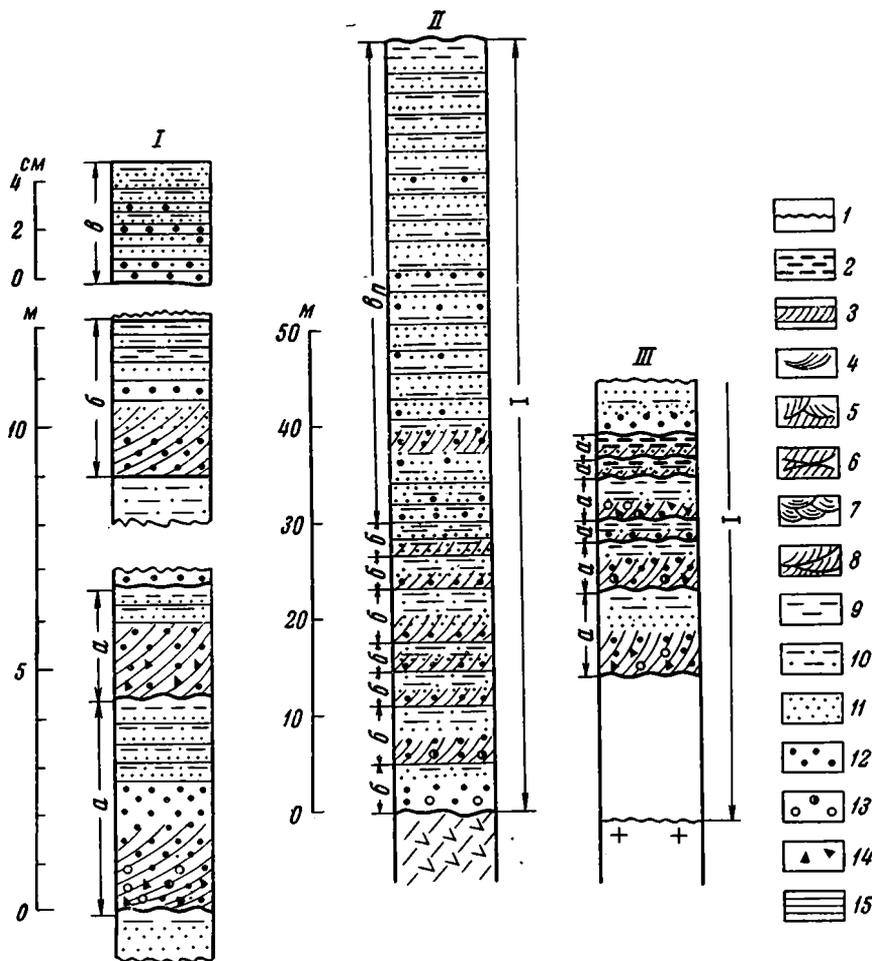
В ритмах типа *в* мощностью 4—6 см наблюдается переход от крупнозернистого песчаного материала в подошве к средне- и мелкозернистому в кровле. Слойки не имеют отчетливых границ, нередко выклиниваются по простиранию и варьируют в мощности. Тончайшая слоистость обусловлена неравномерным распределением цемента в песчанике. Встречены редкие крупные серии с пологой косою слоистостью. Ритмы типа *в* слагают разрез в районе западного берега Сегозера. Накопление осадков верхней части разреза первой пачки происходило в условиях бассейна с редкими донными течениями с постепенным прогибанием дна, наибольшим в районе Елмозера, где мощность горизонтальнослоистых осадков достигает максимума.

Образования первой пачки слагают первый цикл I порядка (см. таблицу). Намечается четкое изменение гранулометрического состава от преобладающих грубо- и крупнозернистых песчаников в основании пачки до мелкозернистых пород с обильным карбонатно-слюдястым цементом в верхней ее части. Осаждение пород нижней части пачки происходило в прибрежно-бассейновых условиях, тогда как песчаники верхней части отлагались в спокойном, удаленном от берега бассейне. Соответственно происходят изменения и в характере осадка: косослоистые песчаники, слагающие крупные ритмы, сменяются горизонтальнослоистыми микроритмичными отложениями.

Вторая пачка (цикл I порядка). Вторая пачка сложена наиболее чистыми по составу кварцито-песчаниками и песчаниками и изменяется по мощности от 85 до 160 м. Для нее характерны два типа ритмов: *г* и *д*.

Ритмы типа *г* мощностью от 1,5 до 5 м (фиг. 4, I) в основании сложены крупно- и среднезернистыми кварцито-песчаниками с крупными до

1—2,5 м мощностью косослойными сериями; песчаники нередко содержат обломки сланца. Верхняя часть ритма представлена более мелкозернистым песчаником с большим содержанием цемента. При этом в



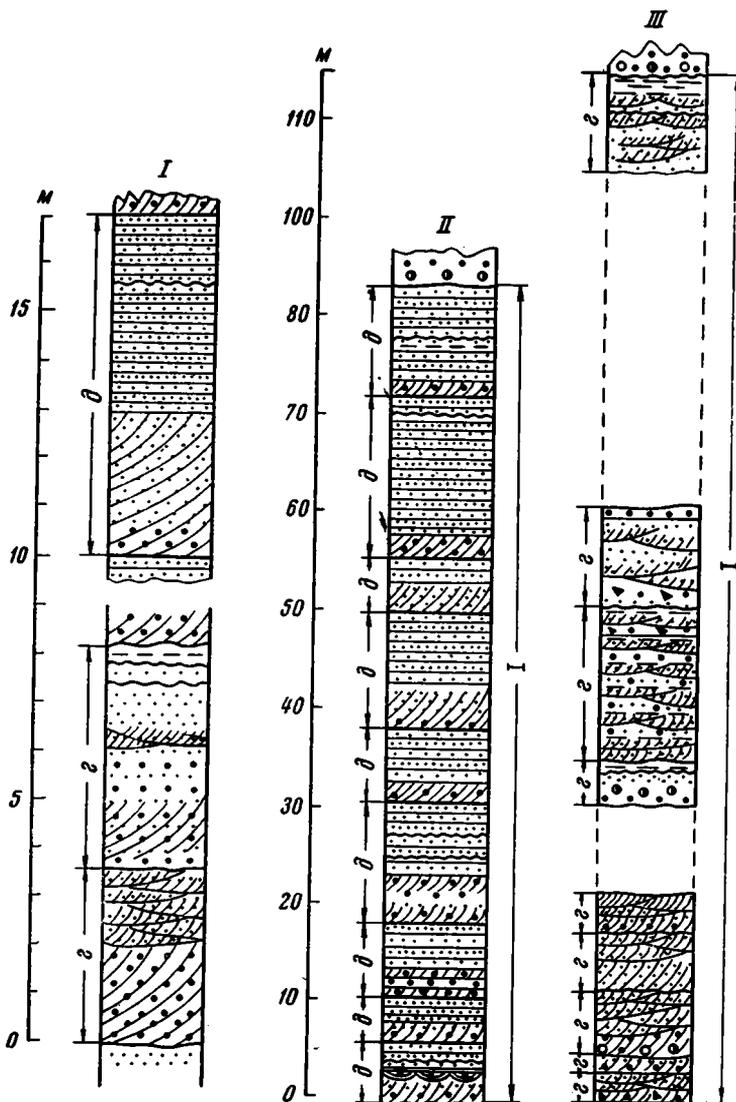
Фиг. 3. Литолого-стратиграфические колонки разрезов первой пачки (цикл I порядка) нижней осадочной толщи ятулия района Сегозера—Елмозера

I — строение ритмов типа *a*, *b*, *в*; *II* — литолого-стратиграфическая колонка западного берега Сегозера (см. фиг. 1, 5); *III* — литолого-стратиграфическая колонка восточного берега Сегозера (см. фиг. 1, 8). 1 — знаки ряби; 2 — трещины усыхания. Слоистость: 3 — параллельная косая; 4 — пучковидная косая; 5 — перекрестная косая; 6 — косоволнистая; 7 — мульдобразная косая; 8 — срезающая косая; 9 — сланцы и алевролиты; 10 — песчаники с базальным типом цементации; 11 — средне- и мелкозернистые песчаники; 12 — грубо- и крупнозернистые песчаники; 13 — гравелиты и конгломераты; 14 — обломки сланцев; 15 — горизонтальная слоистость

песчаниках прослежена косая слоистость с параллельными и срезающимися сериями мощностью 5—15 см. В кровле ритмов, как правило, залегают тонкие прослойки светло-зеленых сланцев, иногда слабо-розового оттенка, на плоскостях напластования которых наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби течения и волнения. В сланцах беспорядочные включения крупных, до 1 см, кубических кристаллов пирита, которые наблюдаются и в песчаной части ритма.

Ритмы с размывами кровли следуют друг за другом. Из-за недостаточной обнаженности пород верхней части пачки проследить изменение

ритмов в пределах всего разреза не представилось возможным. Можно лишь предположить, судя по имеющимся отдельным обнажениям, увеличение мощности ритмов вверх по разрезу и преобладание в них средне- и мелкозернистых песчаников и кварцито-песчаников.



Фиг. 4. Литолого-стратиграфические колонки разрезов второй пачки (цикл I порядка) нижней осадочной толщи ятулия района Сегозера — Елмозера

I — строение ритмов типа *г, д*; II — литолого-стратиграфическая колонка западного берега Сегозера (см. фиг. 1, 5); III — литолого-стратиграфическая колонка восточного берега Сегозера (см. фиг. 1, 8). Условные обозначения см. на фиг. 3

Широкое развитие в кварцито-песчаниках и песчаниках косой слоистости прибрежного типа и типа течений, наличие в кровле ритмов сланцев с трещинами усыхания и знаками ряби, заражение осадков H_2S позволяет предположить, что они принадлежат прибрежным участкам бассейна с донными течениями, периодически отчлениющимися от общего бассейна и мелеющими. Эти условия формирования осадков свойственны породам района восточного берега Сегозера (фиг. 4, III).

Ритмы типа *д* мощностью 5—15 м (фиг. 4, *1*) имеют в основании среднезернистые, редко крупнозернистые кварцито-песчаники и кварциты с косо́й слоистостью в параллельных сериях мощностью до 3 м. Слойки в сериях пологопадающие, выполаживающиеся к подошве. Верхняя часть ритма сложена средне- и мелкозернистыми кварцито-песчаниками и горизонтальнослоистыми песчаниками, местами в них прослежены знаки ряби. Для горизонтальной слоистости характерны четкость границ слоёв и хорошая сортировка материала.

Разрез второй пачки в районе западного берега Сегозера и Елмозера представлен последовательным наложением ритмов без размыва между ними. Мощность ритмов увеличивается вверх по разрезу за счет увеличения горизонтальнослоистых осадков в ритмах, а следовательно, наблюдается закономерное изменение гранулометрического состава отложений от крупнозернистых к мелкозернистым.

Таким образом, на большей части Сегозерско-Елмозерской территории во время образования второй пачки формировались осадки бассейновой фации с донными устойчивыми течениями. Накопление песков шло за счет перемыва и переотложения нижележащих пород первой пачки в условиях выровненного рельефа дна.

Породы второй пачки слагают второй цикл I порядка (см. таблицу) с постепенным и не всегда четким изменением гранулометрического состава осадков от крупнозернистых в подошве до преобладания мелкозернистых в кровле; сменой текстур от косослоистых типа прибрежных и донных течений до горизонтальных. Отложения этого цикла на большей части территории осаждались в обширном бассейне и лишь формирование второй пачки в районе восточного берега Сегозера проходило в прибрежных условиях.

Первый и второй циклы I порядка слагают единый цикл II порядка, который характерен сменой фациальных обстановок и охватывает период формирования осадка в условиях от прибрежных до бассейна, удаленного от берега.

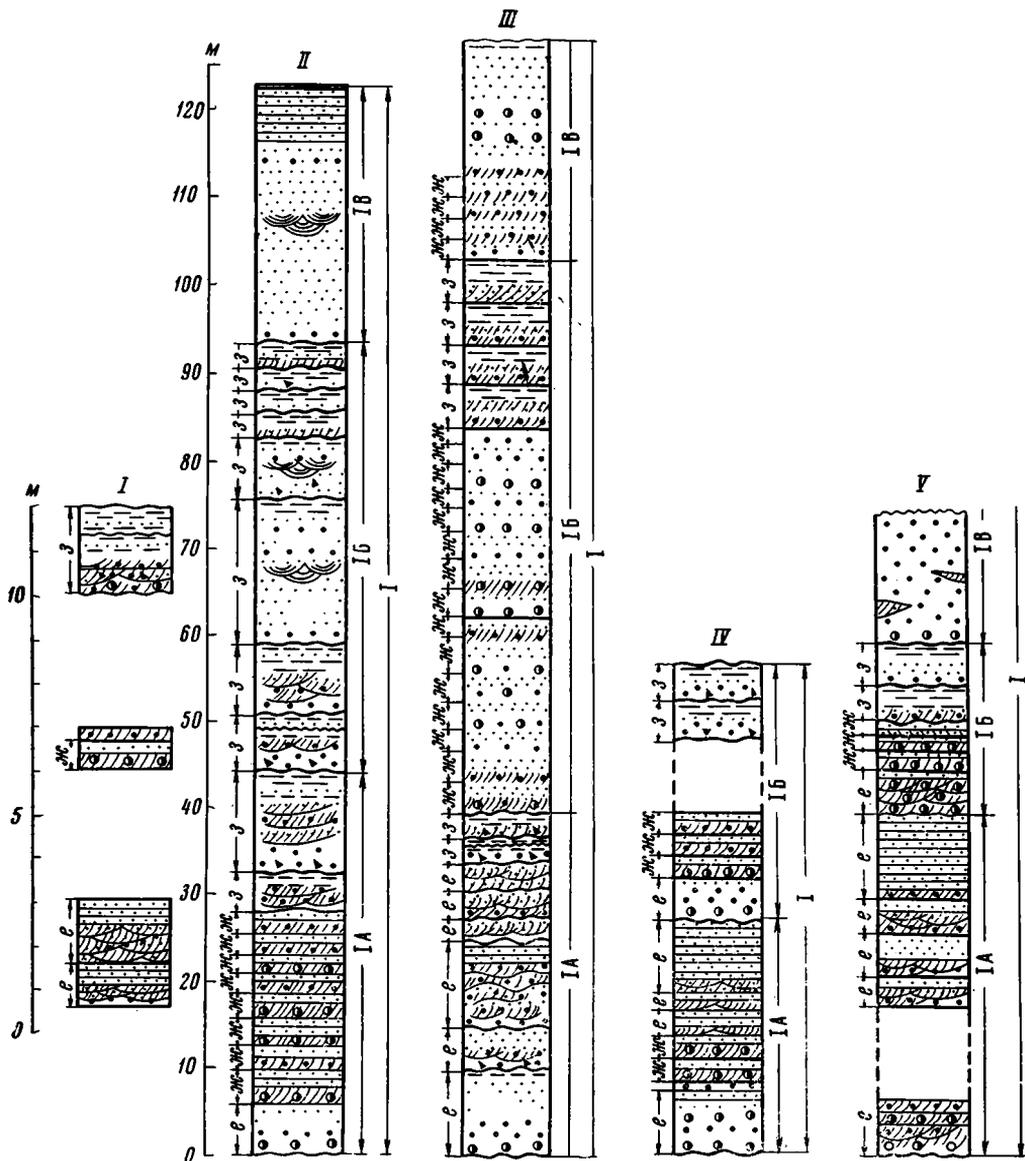
Третья пачка (цикл I порядка). Третья пачка (фиг. 5) сложена терригенными плохо отсортированными осадками от гравелитов до средне- и мелкозернистых песчаников с преобладанием крупнозернистых разностей с различным содержанием карбоната в цементе. Для третьей пачки характерно наличие красноцветных сланцев, местами имеющих широкое развитие. Мощность отложений данной пачки колеблется от 60 (западный берег Сегозера) до 80—130 м (восточный берег Сегозера и район Елмозера). В строении разреза третьей пачки участвуют ритмы трех типов (фиг. 5, *1*): *е*, *ж*, *з*.

Ритмы типа *е* мощностью от 0,7 до 3,7 м в основании сложены крупно- или среднезернистыми песчаниками, постепенно переходящими в мелко- и тонкозернистые разности в кровле. Для песчаников подошвы ритма свойственна срезающая, реже косоволнистая слоистость в мелких сериях. В кровле ритмов залегают неслоистые песчаники. Границы отчетливые ровные. Подобный тип ритма развит лишь в нижней части разреза третьей пачки и прослежен только в осадках Сегозерской части территории. Характер ритмов этого типа отвечает фации прибрежных осадков, несколько удаленных от береговой линии.

Ритмы типа *ж* мощностью 0,3—0,4 м состоят из двух элементов, четко отграниченных друг от друга. Гравелит, или крупнозернистый песчаник, с карбонатным цементом нижней части ритма, представленный одной серией с косо́й слоистостью мощностью 10—15 см перекрывается неслоистым мелко- или тонкозернистым песчаником со значительным содержанием цемента. Слойки в косослоистых сериях прямолинейны, параллельны, с углом падения до 30°, направление падения слоёв в соседних сериях — в одну сторону, но встречены серии и с обратным их падением. Серии выдержаны по простиранию до 10 м и более. Указан-

ные типы текстур, сочетание их и характер осадков указывают на формирование в зоне периодически возникающих течений, устойчивых по силе и скорости.

Ритмы типа з мощностью от 0,6—1 до 2—3,5 м имеют в основании крупнозернистые песчаники с обломками сланцев, которые постепенно через средне- и мелкозернистые песчаники к кровле ритма сменяются коричневатато-красными сланцами и алевролитами, слоистость косая в параллельных и срезающих друг друга сериях, реже косоволнистого типа. На плоскостях напластования ярко окрашенных сланцев и алевро-



Фиг. 5. Литолого-стратиграфические колонки разрезов трегей пачки (цикл I порядка) нижней осадочной толщи ятулия района Сегозера — Елмозера

I — строение ритмов типа *е, ж, и, з*; II — литолого-стратиграфическая колонка района Елмозера (см. фиг. 1, 12); III — литолого-стратиграфическая колонка района Северо-западного берега Сегозера (см. фиг. 1, 10); IV — литолого-стратиграфическая колонка района западного берега Сегозера (см. фиг. 1, 5); V — литолого-стратиграфическая колонка района восточного берега Сегозера (см. фиг. 1, 8). IA, IB, IB — подциклы цикла I порядка. Условные обозначения см. на фиг. 3

литов, составляющих половину или третью часть ритма, развиты знаки ряби и трещины усыхания. Ритмы этого типа имеют наиболее широкое распространение в отложениях третьей пачки. Границы ритмов неровные, нередко с карманами размывов. Характер косо́й слоистости в песчанике указывает на прибрежные и мелководные условия осаждения. Наличие в кровле ритмов ярко окрашенных сланцев с трещинами усыхания и знаками ряби свидетельствует о периодических обменах дна.

Осадки третьей пачки соответствуют единому циклу I порядка, они характеризуются обилием грубых осадков в нижней части ее и увеличением сланцев и алевролитов вверх по разрезу. Этот цикл объединяет осадки, отвечающие мелководной фациальной обстановке, с миграцией фаций прибрежных, береговых течений, мелководных с периодическими обмелениями отдельных участков дна. Отсюда разнообразие сочетаний в разрезах третьей пачки типов малых ритмов и нередко повторение их.

В третьей пачке, соответствующей циклу I порядка, совершенно отчетливо прослежены подциклы более низшего порядка IA, IB, IC, каждый из которых начинается гравелитами или крупнозернистыми песчаниками, постепенно сменяющимися средне- и мелкозернистыми разностями и завершающимися несколькими ритмами со сланцами и алевролитами в кровле. Все три типа ритмов встречаются в сочетаниях друг с другом в различных частях разреза третьей пачки. Но ритмы *e* и *ж* свойственны нижним частям подциклов, а ритмы *з* или совсем отсутствуют (район Сегозера) или обычно завершают подциклы.

Четвертая пачка (цикл I порядка). Четвертая пачка сложена песчаниками мелко- и среднезернистой фракций, и лишь в верхах разреза встречаются крупнозернистые песчаники и подчиненные гравелиты. В составе обломочной части песчаников содержится до 15% зерен слабовыветрелых полевых шпатов. Для осадков четвертой пачки прослежен обратный регрессивный тип слоистости от мелкозернистого песчаника в подошве до крупнозернистого в кровле. Местами в песчаниках прослежена срезающая косяя слоистость прибрежного типа.

Отложения этой пачки представляют собой неполно развитый цикл I порядка мощностью осадков до 12—35 м. Фациально образования четвертой пачки, вероятно, относятся к бассейновым с признаками прибрежных фаций. Формирование осадков пачки сопровождалось излияниями основных лав, развитых в районе Сегозера.

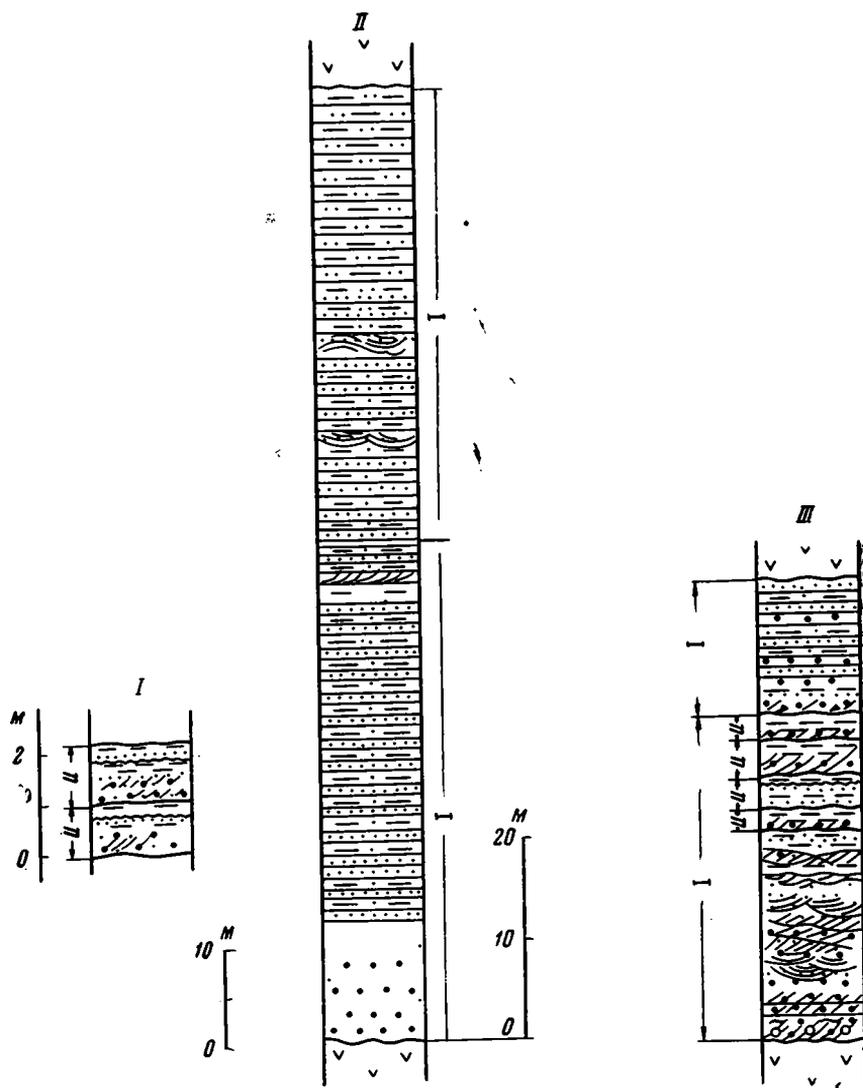
Верхний цикл II порядка для нижнеятулийской толщи определяется сменой условий осадконакопления от мелководных с образованием красноцветных терригенных пород до бассейновых с формированием горизонтальнослоистых песчаников.

2. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА СРЕДНЕГО ЯТУЛИЯ

Осадочная толща среднего ятулия района Сегозера—Елмозера, налегает на размытую поверхность лавового потока нижнего ятулия и представлена песчаниковыми и песчаниково-сланцевыми образованиями, мощность которых колеблется от 46 до 100 м. Терригенные отложения среднего ятулия перекрыты мощной толщей (местами до 300 м) основных лав. В разрезах средне-ятулийских образований прослежено два цикла I порядка (пачки).

Первая пачка (цикл I порядка). Осадки первой пачки хорошо прослежены в разрезах восточного берега Сегозера, где они представлены песчаниковыми и песчаниково-сланцевыми отложениями. Мощность образований первой пачки достигает 32—50 м. Ритмичность не присуща нижним частям разреза пачки.

В разрезах района восточного берега Сегозера (фиг. 6) в подошве пачки наблюдаются крупнозернистые песчаники, частью гравелиты с ко-сой слоистостью в параллельных сериях, мощность которых 0,15—0,20 м. Слойки в сериях параллельны, прямолинейны или слабо вогнуты, угол наклона их до 20—25°. Между сериями встречаются тонкие размытые прослойки сланца.



Фиг. 6. Литолого-стратиграфические колонки разрезов средней осадочной толщи (цикл II порядка) района Сегозера — Елмозера

I — строение ритмов типа *u*; *II* — литолого-стратиграфическая колонка первой и второй пачек (циклы I порядка) западного берега (см. фиг. 1, 5); *III* — литолого-стратиграфическая колонка первой и второй пачек (циклы I порядка) восточного берега Сегозера (см. фиг. 1, 7, 8). Условные обозначения см. на фиг. 3

Вверх по разрезу постепенно увеличивается содержание среднезернистых песчаников и появляются мелкозернистые разности, в которых наблюдается срезающая и мульдобразная косая слоистость. Выше залегают средне- и мелкозернистые песчаники с косоволнистой и горизонтальной слоистостью. Кровля пачки сложена ритмично переслаивающимися песчано-глинистыми породами. Здесь в подошве ритмов и залегают

крупно- и среднезернистые песчаники с базальным цементом и параллельными сериями косою слоистости. В кровле ритмов располагаются красновато-коричневые песчано-глинистые сланцы и алевролиты с трещинами усыхания и знаками ряби на плоскостях напластования. Мощность ритмов 0,8—1,2 м (см. фиг. 6, I), границы между ними резкие, неровные. Строение разреза первой пачки по изменению гранулометрического состава пород (от крупнозернистых в подошве до мелкозернистых со сланцами в кровле) отвечает крупному циклу I порядка.

В разрезе последовательно прослежены осадки фаций — русловые, прирусловой отмели и поймы, определяющие аллювиальную обстановку осадконакопления. На большей части исследованной территории (западный берег Сегозера и района Елмозера) отложения первой пачки представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками с различным содержанием глинисто-карбонатного цемента. Песчаники обладают отчетливой горизонтальной слоистостью с мощностью слоев 1—4 мм с редкими крупными сериями пологомульдообразной слоистости.

Образования первой пачки средней толщи представляют собой пятый цикл I порядка (см. таблицу). Последний определяется как сменой гранулометрического состава от гравелитов в подошве до алевролитов и сланцев в кровле, так и фациальными изменениями речных осадков от русловых до пойменных с переходом в районах западного берега Сегозера и Елмозера к озерным.

Вторая пачка (цикл I порядка). Вторая пачка представлена средне- и мелкозернистыми песчаниками светлой окраски, горизонтальнослоистыми. Осадки второй пачки района западного берега Сегозера и всей северной части территории (район Елмозера) являются непосредственным продолжением разреза первой пачки и не имеют между собой резкой границы (см. фиг. 6, II). В этих районах из пород среднего ятулия прослежены лишь отложения цикла II порядка, представленные песчаниками с постепенно уменьшающимся гранулометрическим составом и увеличивающимся количеством цемента в ближайших к кровле пачках.

Формирование песчаников на всей площади за исключением восточного берега Сегозера происходило в условиях замкнутого водоема — озера значительной глубины и спокойных условий осаднения.

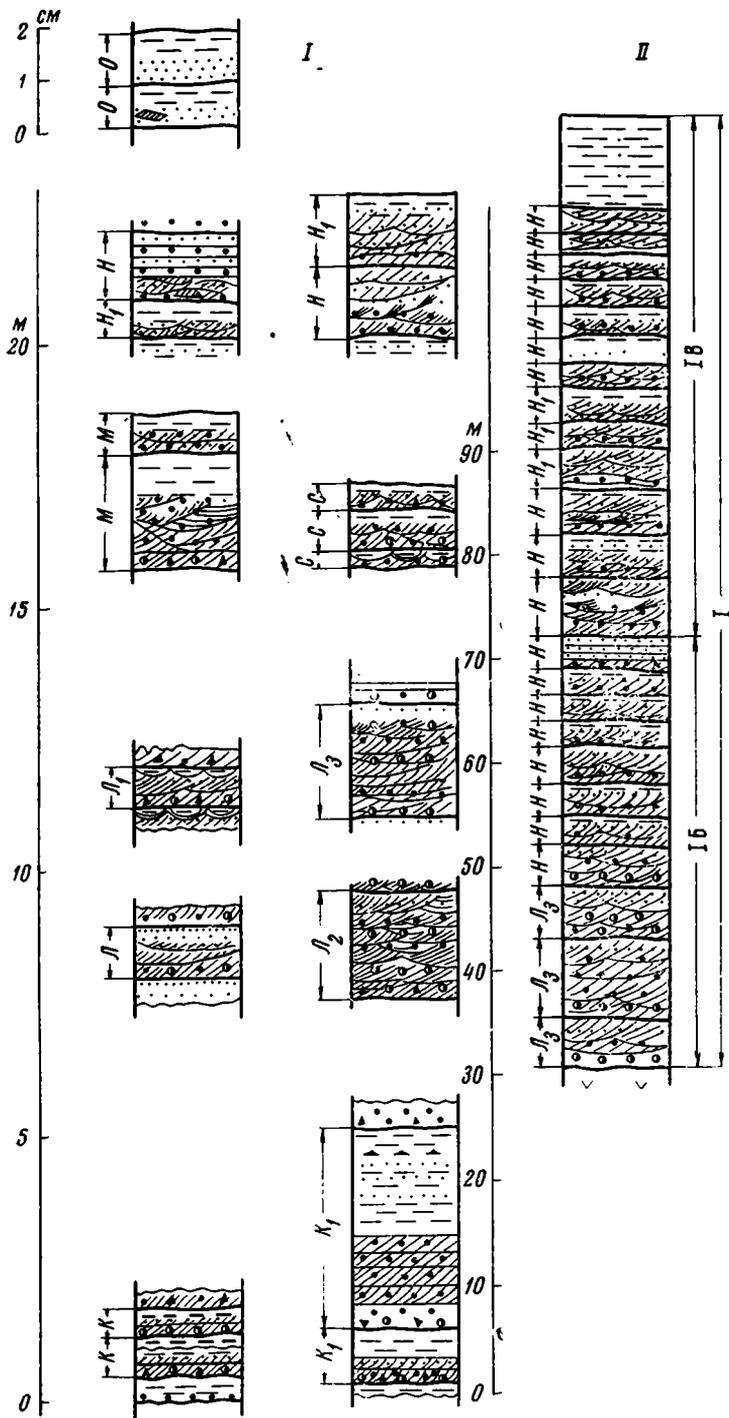
Осадки второй пачки в районе восточного берега Сегозера с размывом налегают на нижележащие образования первой пачки, имеют в основании более крупнозернистый материал и горизонтальнослоистые текстуры. Шестой цикл I порядка здесь выражен отчетливо, но имеет малую мощность и неполное развитие.

В районах западного берега Сегозера и на всей северной части территории четкой границы между пятым и шестым циклами I порядка не существует, так как песчаники обоих циклов осаждались в сходной фациальной обстановке.

Осадки средней толщи ятулия представляют собой третий цикл второго порядка (см. таблицу). Во время формирования образований этого цикла аллювиальная фациальная обстановка сменилась озерной, с соответствующими изменениями текстурных особенностей и гранулометрического состава пород от гравелита и крупнозернистых песчаников в подошве до мелкозернистых песчаников с обилием цемента в кровле. Осадконакопление было прервано многократным излиянием основных лав.

3. ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА ВЕРХНЕГО ЯТУЛИЯ

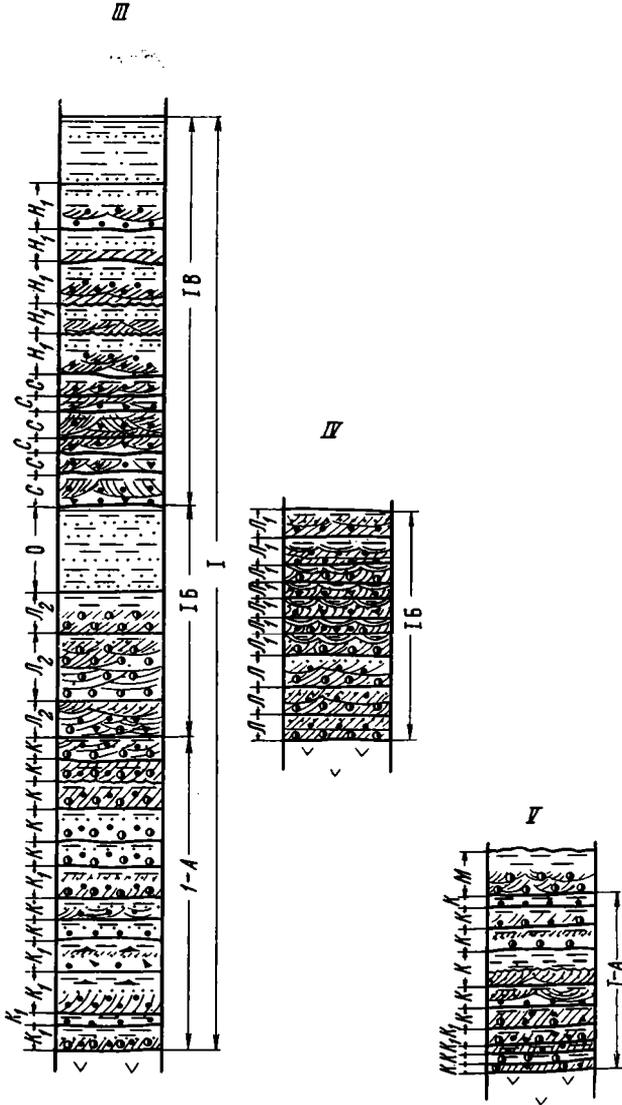
Верхний ятулий, четвертый цикл II порядка (см. таблицу), в разрезе представлен последовательно сменяющимися гравелито-песчанико-сланцевыми, песчанико-сланцевыми и карбонатными породами. Гравелиты и песчаники подошвы, налегающие на размытую поверхность основных



Фиг. 7. Литолого-стратиграфические колонки разрезов первой I — строение ритмов типа K, K₁, A, A₁, A₂, A₃, M, C, N, N₁, O; II — литолого-стратиграфическая колонка северо-западного берега Сегозера (см. фиг. 1, 10) IV — 1, 14, 16); V — литолого-стратиграфическая колонка р-на восточного

лав среднего ятулия (Соколов и др., 1965), содержат в цементе разрушенный материал этих пород. В ряде мест в кровле верхнего потока встречена кора выветривания. Известная мощность верхнеятулийских осадков в районе Сегозера—Елмозера — 300 м. В разрезе верхнего ятулия прослежено два цикла I порядка (пачки).

Первая пачка (цикл I порядка). Отложения первой пачки характеризуются плохой сортировкой материала. В их разрезе преобладают гравелиты и грубозернистые песчаники с обильным содержанием карбоната в цементе, а также присутствует значительное количество песчано-глинистых сланцев и алевролитов. Породы имеют пеструю темно-вишневую коричневую и почти черную окраску. Пачка обладает ритмичным строением, с ритмами, различными по строению, мощности, составу и текстурам.



пачки (циклы I порядка) верхней осадочной толщи ятулия
 стратиграфическая колонка р-на Елмозера; III — литолого-стратигра-
 фическая колонка южного берега Сегозера (см. фиг. 1, б). Условные обозначения см. на фиг. 3

Наиболее отчетливо прослежены ритмы следующих типов и их подтипов (фиг. 7, 1). Ритмы типа *к* мощностью 0,6—1,0 м представлены в подошве грубозернистыми песчаниками, реже мелкозернистыми гравелитами, как правило содержащими глинисто-сланцевые обломки — брекчии взламывания. Выше появляются среднезернистые разности со значительным содержанием цемента. В нижней части ритма наблюдается косая параллельная слоистость с последовательным налеганием серий мощностью 0,10—0,15 м, падение слоев под углом 15—20° в одном направлении. Серии выдержаны по простиранию. Меньше развиты песчаники с косой слоистостью в мелких сериях до 0,05—0,07 м с изогнутыми границами серий, переходящих по простиранию в пологоволнистую слоистость. Кровля ритмов *к* сложена песчано-глинистыми сланцами и алевролитами с тонкими слоями песчаников. Породы имеют темную красновато-коричневую окраску, четкую горизонтальную слоистость и обилие трещин усыхания, а также симметричных и асимметричных знаков ряби на плоскостях напластования. Ритмы типа *к* развиты в основании пачки в районе восточного берега Сегозера и указывают на наличие прибрежно-аллювиальных фаций.

Ритмы аналогичного строения типа *к*₁ прослежены в районе северо-западного берега Сегозера. Они отличаются от ритмов *к* лишь увеличением мощности до 1—3,8 м с возрастанием при этом количества тонкозернистых осадков в кровле ритма. В том и другом разрезе прослежено по 10 ритмов типа *к*. Общая мощность их на восточном берегу Сегозера составляет 18 м, на северном — 35 м.

Ритмы типа *л* мощностью 0,6—1,0 м сложены в подошве гравелитами и грубозернистыми песчаниками, а в кровле средне- и мелкозернистыми песчаниками. Породы обладают косой слоистостью в параллельных сериях. Мощность серий убывает к кровле ритма от 0,4 до 0,07 м. Более мелкие серии кровли полого срезают друг друга. Верхняя граница ритмов ровная, без размыва.

Ритмы типа *л* имеют разновидности *л*₁, *л*₂ и *л*₃. Последнее по сходству строения, гранулометрическому составу пород, слагающих ритм, и обилию гравелитов с гравием из белого сахаровидного кварцита относится к одному типу и прослежены на одном стратиграфическом уровне по всей площади исследований.

Ритмы типа *л*₁ по своему строению отличаются от вышеописанных ритмов типа *л*. В кровле этих ритмов появляются тонкие слои глинистого состава, нередко превращенные в сланцевую брекчию. На плоскостях напластования наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби. Наряду с косой слоистостью с параллельными сериями появляется новая слоистость — мелких мульд. Ширина мульд достигает 0,4—0,6 м, длина по падению до 2—3 м, падение слоев в мульдах строго в одном направлении.

Ритмы *л* и *л*₁ характерны для разреза первой пачки района южного берега Сегозера. При этом ритмы *л* сменяются в вертикальном разрезе ритмами *л*₁. Условия, при которых формировались прибрежные фации с наличием устойчивых течений, сменяются осадконакоплением в условиях близости берега с мелкими береговыми течениями.

Ритмы *л*₂ отличаются от основного типа *л* характером текстур и мощностью до 2,5—3 м. В них развита мелкая мульдообразная слоистость, мощность мульд 0,1—0,8 м. В подошве мульд наблюдается естественный рудный шлик, прослеживающийся и в подошве каждого слоя. Ритмы *л*₂ слагают среднюю часть разреза первой пачки в районе северо-западного берега Сегозера.

Ритмы *л*₃ отличаются от ритмов основного типа лишь большей мощностью, достигающей 2—3 м. Эта разновидность ритма известна в средней части разреза первой пачки в районе Елмозера.

Особенности ритмов $л_2$, $л_3$ и их сочетания отвечают прибрежным фациям с приливно-отливными волнениями, временами с периодическими течениями.

Ритмы $м$ сохраняют обычную смену гранулометрического состава от грубозернистых песчаников, реже мелкозернистого гравелита до алевролитов и сланцев. Мощности ритмов 0,8—2,2 $м$. Среди пород песчаной части ритма сортировка материала отсутствует. Косая слоистость песчаников с сериями, резко срезающими друг друга, нередко сменяется сериями линзовидной и клиновидной формы. Крупные серии, сложенные грубозернистым осадком, чередуются с более мелкими сериями мелкозернистых песчаников. В подошве ритмов залегают крупнообломочные сланцевые брекчии. На плоскостях напластования алевролитов и сланцев наблюдается обилие трещин усыхания и знаков ряби. Ритмы этого типа встречены в разрезе первой пачки восточного берега. Текстуры ритмов $м$ в некоторой степени сходны с текстурами дельтовых отложений. Возможно, здесь на прибрежные условия осадконакопления оказывала влияние впадающая вблизи река.

Ритмы типа $с$ по гранулометрическому составу подобны ритмам типа $м$, но обладают мощностью до 0,3—0,7 $м$ и обилием сланцевых брекчий в подошве. Слоистость косая в неправильных линзовидных и клиновидных, нередко срезающих друг друга сериях. Ритмы данного типа слагают часть разреза первой пачки района северного берега Сегозера; следуя друг за другом, они постепенно увеличивают свою мощность. Сочетание ритмов $с$ определяет фацию зоны приобья.

Ритмы типа $н$ в подошве сложены крупнозернистыми песчаниками, переходящими в средне- и мелкозернистые разности или темно-коричневые алевролиты и сланцы в кровле. Ритмы $н$ и $н_1$ (ритм $н_1$ — разновидность типа $н$) различаются типами текстур и их сочетаний. В песчаниках преобладает косая слоистость в параллельных сериях мощностью от 0,10—0,15 $м$ до 0,05 $м$ с выполаживающимися к подошве слоями. Нередко границы серий изогнуты, волнисты. Углы падения слоев в сериях от 5 до 30°, нередко в обратную сторону. Встречены серии, внутри которых, постепенно выполаживаясь, меняется угол падения слоев и слоистость переходит в пологоволнистую. В песчаниках этого типа ритмов отмечена также пучковидная косая слоистость. Местами сланцы и алевролиты в кровле ритмом размыты и в подошве песчаников следующего ритма содержатся их обломки.

Ритмы $н$, $н_1$ слагают большую часть разреза района Елмозера, повторяясь в разрезе до 20 раз, с преобладанием ритмов $н_1$. Мощность ритмов при этом постепенно убывает вверх по разрезу (фиг. 7, IV, V).

Таким образом, на всей северной части исследованной площади в этот период шло формирование фаций мелкого моря с частыми донными течениями, участками пересыпей, кос, донных валов.

Ритмы типа $о$ имеют мощность до 0,1 $м$ (фиг. 7, I). Нижняя часть ритма на $\frac{2}{3}$ его мощности представлена средне- и мелкозернистыми песчаниками с редкими линзочками косослоистых песчаников. Кровля ритма сложена темно-коричневыми сланцами и алевролитами.

Такие мелкоритмичные осадки, общей мощностью 10 $м$ встречены в разрезе района северо-западного берега Сегозера. Они, видимо, отвечают фации мелкого небольшого залива.

Разрез первой пачки завершается горизонтальнослоистыми породами. Песчаники средне- и крупнозернистые, образующие слои мощностью 3—4 $см$, чередуются со слоями сланцев и алевролитов равной с песчаниками мощности. Накопление горизонтальнослоистых образований происходило на больших глубинах, чем формирование подстилающих их осадков и соответствует фации открытого бассейна.

Осадки первой пачки верхней толщи слагают седьмой цикл I порядка (см. таблицу), что выражено изменением гранулометрического состава

пород от подошвы к кровле, разнообразием малых ритмов и их текстурных особенностей, сменой фаций береговых течений, кос, пересыпей, баров к прибрежным и даже бассейновым. Благодаря разнообразию фаций в мелководной фациальной обстановке возможно деление внутри цикла I порядка на подциклы IA, IB, IB (фиг. 7, II, III IV, V), которые характеризуются наличием определенных групп фаций, например подцикла IA — прибрежно-аллювиальными с береговыми течениями и дельтовыми; подцикл IB — фациями кос, пересыпей, баров, зон приюба и прибрежных с береговыми течениями; IB — мелкого бассейна с донными течениями.

Осадки подцикла IA прослежены лишь в пределах Сегозерской части территории и выклиниваются к северу, осадки подцикла IB наблюдались лишь в северной части и не известны на площади Сегозера.

Вторая пачка (цикл I порядка). Осадки второй пачки представлены песчаниками с обилием слюдисто-карбонатного цемента и в меньшем количестве песчано-глинистыми кирпично-красными сланцами и карбонатными породами. В породах нижней части разреза второй пачки прослежены ритмы двух типов.

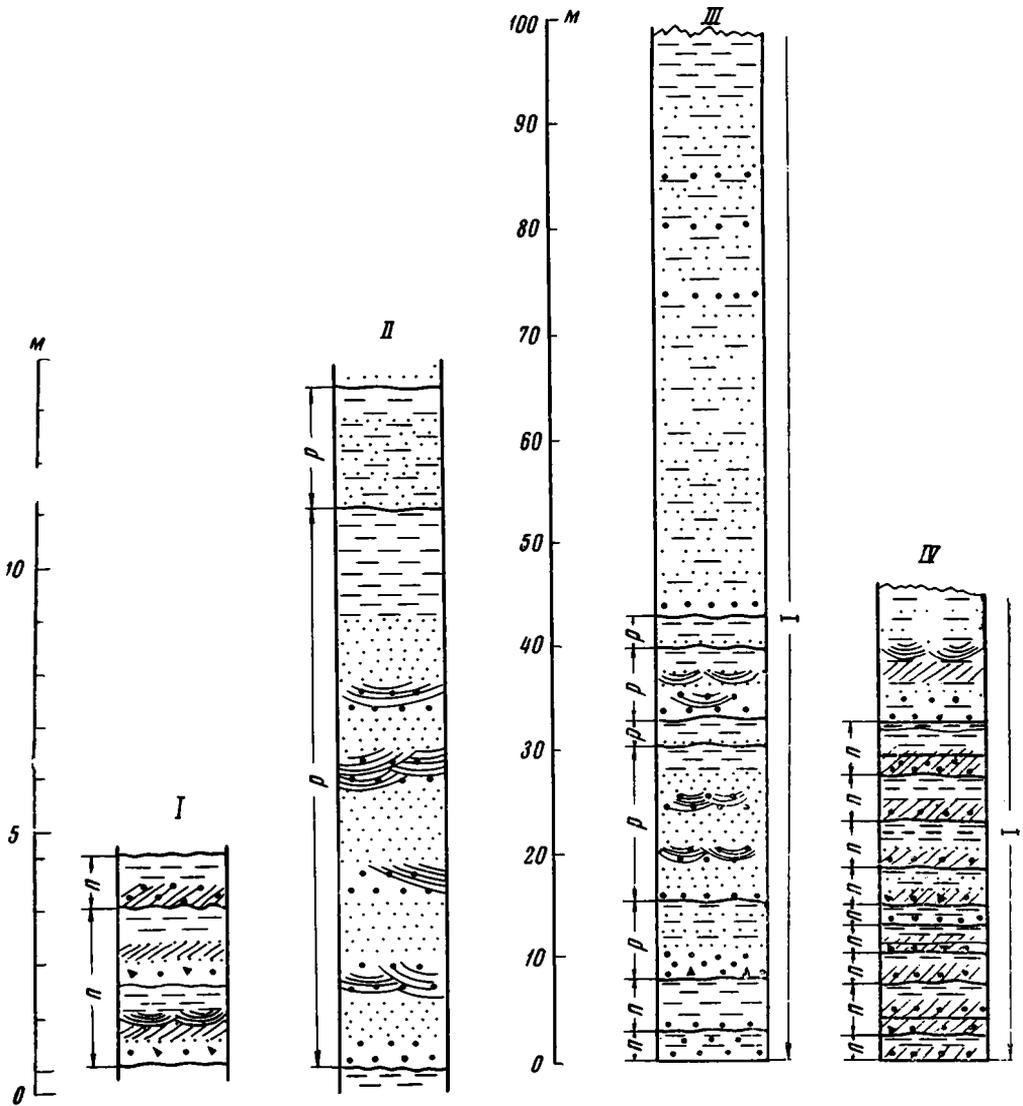
Ритмы типа *n* мощность которых колеблется от 1,5 до 5 м (фиг. 8, I), сложены в подошве средне- и крупнозернистыми песчаниками, переходящими в верхней части ритма в мелкозернистые. Песчаники облагают косою слоистостью в параллельных и срезающих друг друга сериях мощностью 0,25—0,35 м, реже 0,1—0,15 м. Местами наблюдается мульдообразная слоистость; мульды имеют мощность 0,15—0,5 м. В кровле ритмов залегают кирпично-красные сланцы и алевролиты со слоями песчаников, на плоскостях напластования которых наблюдаются знаки ряби различных типов: асимметричные, симметричные мелкие ($l=4-7$ см), крупные ($l=0,4$ м), а также трещины усыхания.

Ритмы типа *n* слагают разрез нижней части второй пачки района южного берега Сегозера. В этот период здесь формировались прибрежные фации с наличием приливно-отливных течений на побережье.

Ритмы типа *p* отличаются от ритмов типа *n* резким увеличением мощности от 2 до 14 м и отсутствием крупнозернистых песчаников. Большая часть ритма *p* сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками (см. фиг. 8, II), в которых местами прослежена косая слоистость в виде крупных, до 1 м мощностью, мульд и параллельных или клиновидных серий. В кровле ритмов кирпично-красные сланцы и алевролиты, горизонтально-слоистые со слоями песчаников.

Ритмы *p* слагают разрез нижней части второй пачки северной части района (от северного берега Сегозера до северного конца Елмозера). Таким образом, на значительной части площади в период накопления осадков нижней части второй пачки формировались фации открытого, но еще не глубокого моря с прибрежными осадками в южной части исследованной территории.

Верхняя часть разреза второй пачки сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками мощностью до 60 м. Осадки имеют тонкоритмичное строение. Слойки мощностью 0,5—1,0 см характерны общим увеличением содержания цемента к кровле. Внутри слоев прослежена микрослоистость 0,3—0,5 мм. Местами среди горизонтально-слоистых пород наблюдались пологие крупные мульды косою слоистости. В верхней части разреза горизонтально-слоистых песчаников изменяются состав пород и характер слоистости. Средне-, мелко- и тонкозернистые красно-коричневые песчаники переслаиваются со светло-коричневыми алевролитами и темно-коричневыми сланцами. Слойки мощностью от 0,2—1 до 5 см построены ритмично от песчаников к сланцам, с четкой границей между элементами слоя. Слойки объединяются в серии горизонталь-



Фиг. 8. Литолого-стратиграфические колонки разрезов второй пачки (циклы I порядка) верхней осадочной толщи ятулия

I — строение ритмов типа *n*; II — строение ритмов типа *p*; III — литолого-стратиграфическая колонка района Елмозера (см. фиг. 1, 19); IV — литолого-стратиграфическая колонка района Сегозера (см. фиг. 1, 2). Условные обозначения см. на фиг. 3

нослоистых пород мощностью 15—30 см. В свою очередь серии слагают ритм мощностью 6,3 м, в котором намечается уменьшение зернистости и мощности слоев от подошвы к кровле. Горизонтальнослоистые песчаники, общая мощность которых достигает 100—150 м, развиты по всей площади. Разрез второй пачки верхней толщи завершается карбонатными породами, мощность которых не менее 100 м. Фациальная обстановка отвечает бассейну со спокойным осадконакоплением в условиях, удаленных от берега.

Вторая пачка верхнего ятулия слагает восьмой цикл I порядка (см. таблицу). В период формирования осадков фациальная обстановка изменялась от прибрежно-бассейновой до бассейновой. Соответственно косослоистые крупнозернистые песчаники с красноцветными алевроли-

тами и сланцами сменялись горизонтально-слоистыми мелкозернистыми песчаниками с обильным цементом и затем глинистыми сланцами и карбонатными породами.

Верхний ятулий представляет собой четвертый цикл II порядка. Литологические особенности осадков верхней толщи отвечают мелководной фациальной обстановке, сменяющейся условиями открытого бассейна, удаленного от берега.

Приведенные выше характеристики типов ритмов и их сочетаний в циклах I и II порядков, отражающие специфическую особенность циклического строения ятулийских отложений, могут служить основанием для различных геолого-литологических выводов. Так, сочетания ритмов разного типа в вертикальном и горизонтальном разрезе позволяют с учетом суммы геолого-литологических данных проследить направленность изменения фациальных особенностей в истории образования ятулийских толщ и воссоздать палеогеографическую картину ятулийского времени. На фиг. 2 приведен фациальный профиль ятулийских толщ района Сегозера—Елмозера, составленный, в направлении преобладающего сноса обломочного материала и увеличения мощности ятулийских отложений. В пределах изученной площади последовательно происходила смена прибрежных и прибрежно-бассейновых условий бассейновыми, затем мелководными, вновь сменяемыми прибрежно-бассейновыми. После излияния основных лав появляются осадки, присущие аллювиальной фациальной обстановке, которые перекрываются озерными. Длительные и многократные излияния основных лав предшествуют формированию отложений следующей мелководной фациальной зоны, сменяемой обстановкой бассейна, удаленного от берега.

При этом в районе восточного берега Сегозера в период ятулийского осадконакопления, почти постоянно сохранялись условия прибрежные (нередко с отчленением от общего бассейна) и аллювиально-прибрежные, тогда как на территории западного берега и района Елмозера широко развиты отложения бассейна.

В ятулийских отложениях района прослежено четыре цикла II порядка (см. таблицу, фиг. 2), образующих единый трансгрессивный ятулийский цикл III порядка.

Циклы I порядка слагаются осадками определенной фациальной обстановки, поэтому существует свойственный только отложениям каждого данного цикла комплекс литологических особенностей (состав пород, строение малых ритмов, характер текстур). Осадки каждого цикла I порядка, формирование которых происходило в определенный отрезок времени, литологически резко отличны от осадков другого цикла такого же порядка и, таким образом, являются четкой стратиграфической единицей в общей шкале ятулия.

Выявление циклов осадконакопления различных порядков в ятулийских отложениях района Сегозера—Елмозера с определением их фациального строения и закономерностей изменения на площади позволяет провести четкую корреляцию стратиграфических единиц. Этот метод эффективен не только для разрезов описанного района, но и при изучении других площадей, где развиты отложения ятулия.

Докембрийские осадочно-метаморфические толщи, как правило, немые, и поэтому фациально-циклический анализ является основным методом их точного стратиграфического расчленения и сопоставления отложений различного фациального облика, а для таких терригенных ритмично-построенных толщ, как осадки иотнийской серии южной Карелии, вероятно, единственным.

Изучение ритмов в древних осадочных толщах, их сочетаний в вертикальном и горизонтальном разрезах, а также последовательное соподчинение в циклах разного порядка позволяет также выявить периодич-

ность седиментации; последнее же ведет к познанию геологического развития области осадкообразования.

Составление ряда последовательных фациальных профилей на территории развития ятулийских образований на основе тщательного фациально-циклического анализа осадков позволит не только оконтурить площади седиментации в ятулии, но и определить зоны с различными физико-географическими условиями осадконакопления, установить площади формирования типов пород и связанных с ними полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в параллических формациях разных климатических областей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению сланцевости. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 119, 1965.
- Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1958.
- Демидов Н. Ф. и Кратц К. О. О ритмичной сланцевости ладожской сланцевой толщи в юго-западной Карелии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1958.
- Дмитриева Е. В., Ершова Г. И., Орешникова Е. И. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. I, Госгеолтехиздат, 1962.
- Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геология, № 7, 1963.
- Сндоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1961.
- Соколов В. А. О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя южн. Карелии. Изв. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.
- Соколов В. А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. В сб. «Геология докембрия». Докл. сов. геологов, № 7, 1963.
- Соколов В. А. и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.
- Харитонов Л. Я. Новые данные о стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 17, 1938.
- Чернов В. М. Об условиях образования Костомукшского железорудного бассейна. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1959.

Институт геологии
Петрозаводск

Дата поступления
8.IV.1965.

УДК 553.63+551.785(477.60)

ФОРМАЦИИ КАРБОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

А. Е. ЛУКИН

Значение формационного анализа осадочных образований общеизвестно. Особый интерес представляет формационное расчленение осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов, так как только этим путем можно выявить основные закономерности формирования и распределения в разрезе нефтематеринских (нефтепроизводящих) отложений и пород — коллекторов (Хаин, 1954).

К каменноугольным отложениям Днепро-Донецкой впадины приурочены продуктивные горизонты большинства месторождений нефти и газа (Мишунина, 1955). Однако их литолого-фациальному изучению часто препятствует весьма низкий выход керна при бурении. Очевидно, этим в значительной мере объясняется тот факт, что исследования по литологии карбона впадины, особенно ее северо-западной части, заключались в более или менее детальном изучении их вещественного состава в рамках установленных стратиграфических подразделений и были подчинены стратиграфическим целям (Кожич-Зеленко, 1961, и др.).

В этой статье сделана попытка формационного расчленения карбона (включая терригенные отложения нижней перми, которые большинство исследователей не отделяет от верхнего карбона) северо-западной части впадины, расположенной к северо-западу от линии Ромны—Исачки.

Формация понимается автором, согласно определению Н. М. Страхова (1960) как «ландшафтно-тектоническое сообщество пород». Поэтому выделение формаций производилось по совокупности признаков, отражающих палеогеографические и палеотектонические условия их формирования. К ним относятся: литолого-фациальный состав, мощность и основные черты строения изучаемой осадочной толщи; минеральный состав и структура алевро-песчаных (зернистых) пород; состав, содержание $S_{орг}$, основные черты диагенеза глинистых пород; состав глинистых минералов терригенных пород; химико-минералогический состав карбонатных пород; тип распределения малых элементов среди основных литологических разновидностей пород.

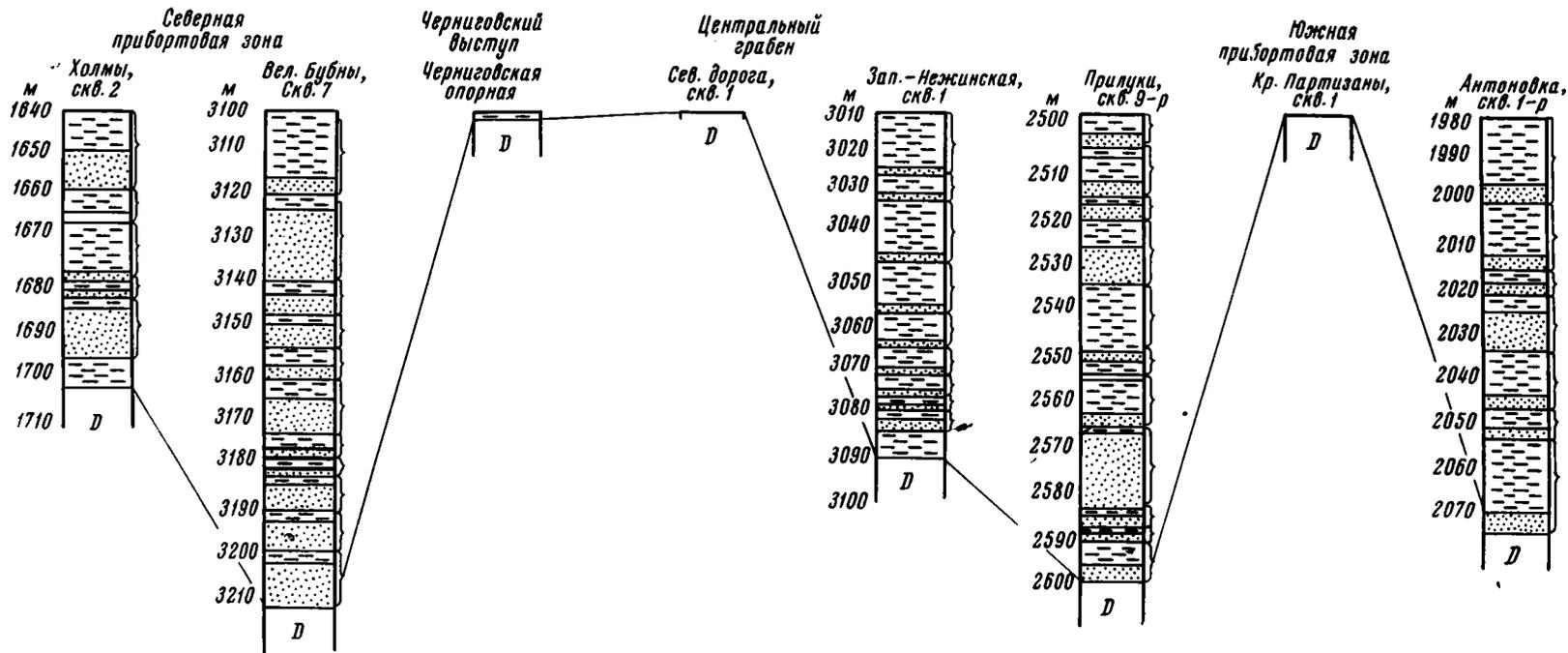
Ниже дается характеристика выделенных формаций в соответствии с этими признаками.

1. ПЛАТФОРМЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ГУМИДНОЙ РАВНИНЫ¹

Эта формация несогласно залегает на девонских отложениях и приурочена к основанию разреза карбона (фиг. 1) северо-западной части Днепро-Донецкой впадины (к юго-востоку от линии Ромны—Исачки она отсутствует).

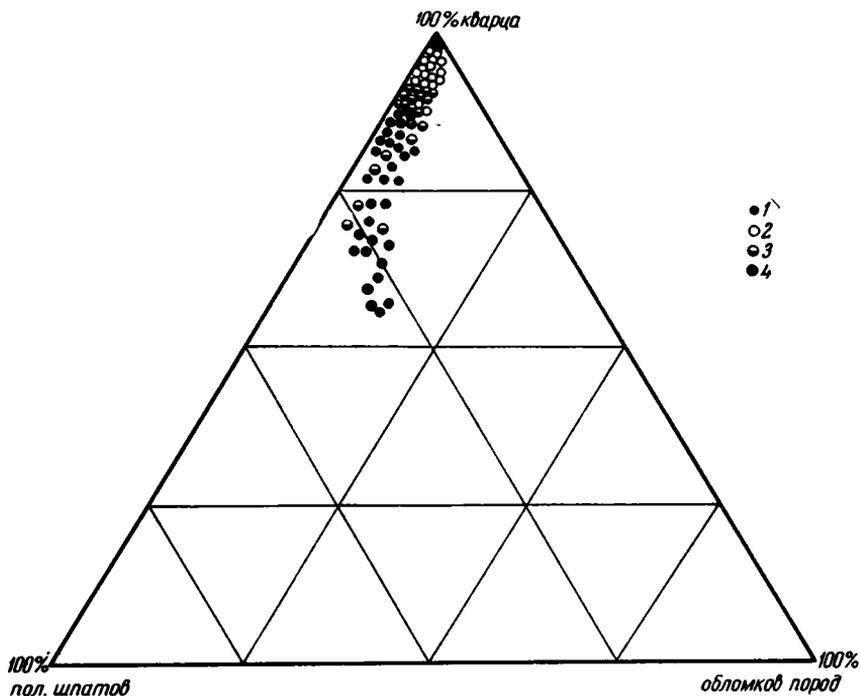
Палеонтологические остатки в отложениях пока не обнаружены. Формация по литологическому составу весьма сходна с «каолинитовой» толщей Ельской депрессии Припятского прогиба, которая, согласно

¹ Термин Н. М. Страхова (1960).



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов платформенной формации гумидной равнины северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.
Усл. обозн. см. на фиг. 1

вещество — гелевое с очень низким двупреломлением и каолиновым светопреломлением. Кривые нагревания фракции менее 0,001 мм типичны для каолинита (фиг. 4). При помощи качественной ализариновой реакции (Методическое руководство..., 1957) устанавливается примесь свободного глинозема. Озерно-болотный генезис этих пород подтверждается наличием прослоек углистых глин.



Фиг. 3. Треугольная диаграмма минерального состава песчаных пород каменноугольных отложений Северо-Донецкой части Днепровско-Донецкой впадины. Песчаники: 1 — платформенной формации гумидной равнины; 2 — нижней угленосной субформации; 3 — верхней угленосной субформации; 4 — красноцветной формации

В низах формации (Прилуки, скв. 9-р, 2590—2600 м; Антоновка, скв. 1-р, 2060—2070 м) вскрыты фиолетовые (со светло-серыми пятнами) сухарные глины, что характерно для толщ бокситов и огнеупорных глин и связано с тем, что глинистый материал, поступивший из областей сноса, был окрашен окислами железа (Бушинский, 1956). Восстановление и вынос железа происходили уже во время диагенеза озерно-болотных осадков, причем интенсивность диагенетических процессов возрастала по мере накопления отложений и заболачивания области седиментации. Содержание глинозема в фиолетовых глинах низов формации составляет 24,5—25% (Прилуки, скв. 9-р, 2590—2600 м), а в светло-серых глинах верхней части формации — 34—36% (Прилуки, скв. 9-р, 2502—2506)³. Дополнительное обогащение этих пород глиноземом, очевидно, связано с диагенетическим выносом железа и кремнезема в кислой и восстановительной среде озерно-болотных осадков (Бушинский, 1956).

Содержание малых элементов (табл. 1) резко повышено (в 4—10 раз) в глинах по сравнению с песчаниками.

Вещественный состав этих отложений свидетельствует о том, что они сформировались за счет продуктов глубокого гумидного выветривания.

³ Химические анализы выполнены в химической лаборатории Черниговской экспедиции УкрНИГРИ.

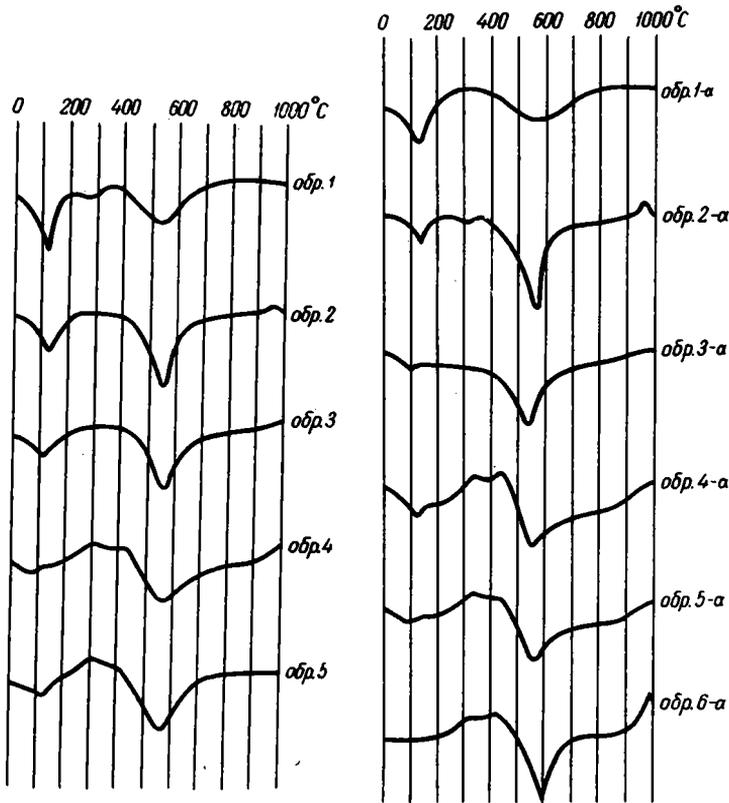
Таблица 1

Средние содержания (%) малых элементов в породах карбона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.
По данным полного полуколичественного спектрального анализа*

Формации		Литологические типы	Число анали- зированных проб	Ti	Zr	Ga	V	Cr	Ni	Co	Be	Cu	Sr	Mn	
Красноцветная	Верхняя часть	Песчаники	70	0,23	0,01	0,002	0,007	0,0015	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,022	
		Алевролиты	10	0,21	0,005	0,003	0,012	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,005	0,015
		Глины	50	0,22	0,004	0,002	0,007	0,0015	0,002	0,002	0,002	0,001	0,0015	0,01	0,026
		Карбонатные породы	5	0,07	0,001	Следы	0,006	Следы	Следы	Следы	Следы	—	Следы	0,01	0,1
	Нижняя часть	Песчаники	150	0,15	0,007	0,001	0,006	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,04
		Алевролиты	35	0,14	0,006	0,001	0,012	0,002	0,002	0,002	0,0015	0,001	0,0015	0,003	0,01
		Глины	200	0,15	0,007	0,002	0,008	0,002	0,002	0,002	0,0015	0,002	0,0015	0,007	0,1
		Карбонатные породы	5	0,45	0,001	—	0,005	Следы	Следы	Следы	Следы	—	Следы	0,003	0,41
Угленосная	Верхняя угле- носная субфор- мация	Песчаники	70	0,11	0,009	0,002	0,008	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,007	0,025	
		Алевролиты	50	0,08	0,005	0,002	0,009	0,002	0,015	0,001	0,002	0,0015	0,004	0,025	
		Глины	170	0,13	0,005	0,0003	0,009	0,002	0,018	0,001	0,003	0,0015	0,009	0,035	
		Известняки	25	0,07	0,002	—	0,003	Следы	Следы	Следы	—	Следы	0,016	0,035	
	Нижняя угле- носная субфор- мация	Песчаники	40	0,11	0,01	—	0,008	0,0015	0,001	0,001	—	0,001	0,006	0,015	
		Алевролиты	55	0,12	0,01	0,001	0,009	0,002	0,002	0,001	0,001	0,0012	0,006	0,017	
		Глины	105	0,145	0,015	0,003	0,01	0,002	0,002	0,0012	0,003	0,0015	0,008	0,043	
		Известняки	35	0,061	0,005	Следы	0,007	0,0015	0,001	Следы	0,001	0,0011	0,11	0,044	
Платформенная	Песчаники	3	0,1	0,01	—	0,004	0,001	0,0007	Следы	—	Следы	0,001	0,01		
	Глины	8	0,3	0,07	0,004	0,01	0,01	0,001	0,001	0,004	0,001	0,006	0,08		

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории Черниговской экспедиции УкрНИГРИ инженером-спектроскопистом Н. Н. Шило на спектрографе ИСП-28

Однако низкая сортировка и окатанность песчаного материала, а также резко повышенное содержание волнистопогасающего кварца свидетельствуют о сравнительно быстром накоплении. Очевидно, образованию формаций предшествовало длительное выветривание пород Украинского и Воронежского кристаллических массивов. В нижнем визе вследствие



Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагрева фракции $<0,001$ мм песчаников и глин каменноугольных отложений северо-запада Днепровско-Донецкой впадины

Верхняя часть красноцветной формации. Гнединцы, скв. 4-р, 1885—1886 м; обр. 1 — песчаник, обр. 1-а, глина. Нижняя часть красноцветной формации. Максаки, скв. 509-к, обр. 2 — песчаник, 1476—1486 м, обр. 2-а — глина 1403—1407. Верхняя угленосная субформация. Журавка, скв. 561-к, обр. 3 — песчаник, 734—737 м; обр. 3а — глина, 737—742 м. Нижняя угленосная субформация. Журавка, скв. 561-к, 984—986 м; обр. 4 — песчаник; обр. 4а — глина. Гнединцы, скв. 2-р; обр. 5 — песчаник 3153—3158 м; обр. 5-а — глина, 3126—3131 м; Платформенная формация гумидной равнины. Велико-Бубновка, скв. 7-р, обр. 6а — глина 3166—3170 м. Скорость нагрева 20 град/мин, навеска 0,1 г, эталон Al_2O_3 , платино-платинородиевая термопара сечением 0,5 мм (Лаборатория термического анализа УкрНИГРИ)

регионального изменения геотектонического режима (начало образования угленосной параллической формации в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине) произошло переотложение продуктов выветривания.

2. УГЛЕНОСНАЯ ПАРАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Формация включает отложения визейского, намюрского и башкирского ярусов. Она залегает на отложениях платформенной формации гумидной равнины, разновозрастных девонских отложениях, а в пределах бортовых зон — на кристаллических породах фундамента. Ее мощность колеблется от 400—450 м (на бортах) до 1200—1250 м (в центральных частях впадины), т. е. резко сокращена по сравнению с соответствующими отложениями Донбасса. Однако близость их лито-

лого-фациального состава и сходство между аналогичными фациальными типами сохраняется, что позволяет использовать при фациальном анализе отложений формации и определении фациальных типов результаты детального изучения пород Донецкого карбона («Атлас...», 1956 г.; Феофилова и др., 1963).

Формация представляет собой полифациальную параллическую толщу. Континентальные отложения представлены аллювиальными и болотными фациями. Аллювиальные отложения в отличие от угленосной толщи Донбасса играют здесь меньшую роль и характерны для нижнего визе, местами встречаясь также в намюре и верхнебашкирском подъярусе. Они представлены фациями: 1) песчаных отложений русла; 2) озерно-пойменных отложений. Болотные отложения широко распространены и представлены фациями: 1) отложений торфяных болот (прослойки гумусовых углей); 2) отложений заиляющихся торфяных болот (прослой глинисто-углистых пород); 3) отложений почвы и подпочвы углистых образований.

Переходные отложения представлены фациями: 1) песчаных отложений дельты; 2) алевритовых и мелкопесчаных отложений зоны волнения лагун и заливов; 3) глинистых отложений лагун и заливов; 4) глинистых отложений приморских озер. Наибольшее распространение среди них имеют лагунно-заливные отложения.

Морские отложения представлены фациями: 1) алевро-песчаных отложений зоны волнения морского мелководья; 2) глинистых отложений открытого моря; 3) известковых отложений заливно-морского и прибрежно-морского мелководья; 4) известковых отложений открытого моря; 5) песчаных отложений морских течений. Глинистые и известковые морские отложения играют основную роль в верхневизейском и нижнебашкирском подъярусах.

Закономерное сочетание вышеуказанных фациальных типов в разрезе формации обуславливает фациально-циклический характер ее строения. Однако пока непреодолимым препятствием для применения фациально-циклического анализа (Жемчужников и Яблоков, 1955) этих отложений является весьма низкий выход керна разведочных скважин.

Характерной чертой формации является неоднородность ее литолого-фациального и вещественного состава, выраженная гораздо резче по сравнению с угленосной формацией Донбасса. Ее можно разделить на две субформации: нижнюю и верхнюю (см. фиг. 1).

Нижняя субформация включает отложения визе, намюра и нижнебашкирского подъяруса. Ее мощность колеблется от 250—270 до 850—890 м. Это известняково-терригенная толща, в составе которой содержатся морские, переходные и континентальные отложения. Несмотря на то, что болотные отложения играют в составе субформации значительную роль (особенно в нижнем визе и намюре), прослой углей и углистых пород имеют незначительную мощность (обычно менее 0,5 м) и, как правило, не фиксируются на диаграммах различных видов каротажа.

Зернистые породы представлены: 1) мелкозернистыми песчаниками и алевролитами ($Md=0,1-0,18$ мм) фаций зон волнения лагунно-заливного или морского мелководья с хорошей сортировкой обломочного материала ($S_0=1,4-1,6$); 2) среднезернистыми (реже крупнозернистыми) песчаниками ($Md=0,2-0,3$ мм) дельтового или руслового генезиса со средней сортировкой ($S_0=1,5-1,9$). Песчаные отложения морских течений играют в разрезе субформации незначительную роль, встречаясь в виде маломощных прослоев среди морских отложений.

Состав алевро-песчаных пород кварцевый (см. фиг. 3) с примесью гидратированного мусковита (2—5%), пелитизированного калишпата (до 5%), обломков кремнистых и кварцитовидных пород (до 5%). Терригенные минералы тяжелого концентрата представлены аксессуарным цирконом, лейкоксеном, турмалином, гранатом, рутилом.

Глинистые породы можно разделить на две группы.

К первой относятся лагунно-заливные и морские отложения, а также отложения приморских озер, играющие незначительную роль. Это темно-серые правильнослоистые, хорошо отмученные (реже алевритистые) глины. Содержание $S_{орг}$ в них составляет 1—2% (табл. 2). Для них (особенно для лагунно-заливных отложений) характерны линзовидные карбонатные (магнийсидеритовые, анкеритовые) конкреции (конкреционные прослой). Конкрециенность (Тимофеева, 1959) в тех редких случаях, когда ее можно определить, составляет от 1 до 5% (Журавка, скв. 561-к, 1000—1005, 1022—1062 м; Гнединцы, скв. 2-р 3046—3056 м; 3116—3131 м).

Таблица 2

Содержание $S_{орг}$ (%) в глинах лагунно-заливного происхождения угленосной и красноцветной формаций*

Формация	Воз-раст	Площадь	Скважина	Глубина, м	$S_{орг}$
Красноцветная		Видельцы	343-к	879—886	0,21
»		»	»	886—892	0,15
»		»	»	891—902	0,18
»		»	»	911—922	0,20
»		»	»	921—928	0,25
Угленосная					
Верхняя субформация		Журавка	561-к	728—734	0,31
То же		»	»	822—829	0,45
»		»	»	902—908	0,20
Нижняя субформация		»	»	922—925	0,23
То же		»	»	931—936	0,8
»		»	»	988—993	1,34
»		»	»	1004—1005	1,50
»		»	»	1040—1043	4,00
»		»	»	1087—1097	1,00
»		»	»	1126—1132	1,37
»		»	»	1132—1141	1,46

* Определение $S_{орг}$ производилось методом сухого сжигания в Лаборатории анализа нефтей и битумов УкрНИГРИ; химик-аналитик О. И. Струц

Ко второй группе относятся болотные глинистые отложения с их характерными фаціальными признаками («Атлас...», 1956).

Кривые нагревания фракций $<0,001$ мм алевро-песчаных и большинства образцов глинистых пород соответствуют каолинит-гидрослодистому составу (см. фиг. 4). Среди глин болотного генезиса встречаются существенно каолинитовые разности.

Рентгенографически⁴ (6 образцов алевро-песчаных и 10 образцов глинистых пород) в составе фракции $<0,001$ мм установлены: диоктаэдрическая гидрослюда (серия базальных рефлексов: 10,40; 4,90; 3,35 Å), каолинит (базальные рефлексы 7, 10; 3, 5, 6; 2,35 Å, исчезающие при нагревании препарата до 600°), а также примесь минерала, близкого к хлориту (14—14,50; 7,05; 4,60 Å). Насыщение препаратов глицерином либо не вызывает на рентгенограммах никаких изменений, либо сопровождается незначительным (на 0,1—0,2 Å) смещением базального рефлекса I порядка с $d=14—14,50$ Å, что свидетельствует об отсутствии монтмориллонитоподобных минералов.

Карбонатные породы представлены различными типами серых и темно-серых зернисто-детритусовых и биоморфных известняков (породообразующими организмами служат криноидеи, брахиоподы, а также во-

⁴ Дифрактограммы сняты на установке УРС-50 ИМ Си АҚ с фильтром в Лаборатории рентгеноструктурного анализа Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР.

Содержание СаО и MgO (%) в карбонатных породах угленосной и красноцветной формаций*

Формация	Возраст	Площадь	Скв.	Глубина	СаО	MgO
Красноцветная	C ₂	В. Загоровка	360-к	828—833	40,00	8,46
То же	»	»	»	873—881	12,00	30,00
»	»	Мена	521-к	875—881	57,00	11,59
»	»	»	»	»	40,50	8,48
»	»	»	»	1222—1231	51,50	17,98
Угленосная						
Верхняя субформация	C ₂ ^B	Журавка	561-к	737—742	25,0	4,03
То же	»	»	»	748—753	30,50	3,48
»	»	»	»	770—776	43,00	2,92
»	»	»	»	814—822	36,00	4,41
»	»	»	»	854—856	45,48	—
»	»	»	»	883—884	46,5	6,22
Нижняя субформация	C ₁	»	»	1132—1141	32,0	—
»	»	»	»	1163—1167	51,5	1,24
»	»	Гнединцы	18-р	3120—3123	32,5	—

* Определение производилось в химической лаборатории Черниговской экспедиции УкрНИГРИ по методу А. А. Резникова и Е. И. Муликовской.

доросли, мшанки, пелициподы, фораминиферы). Состав известняков (по данным кристаллоптического и хроматического изучения, термического и химического анализов) кальцитовый. Доломитизированные известняки для субформации не характерны. Содержание MgO обычно составляет от 0,2 до 5% (табл. 3). Текстуры известняков обычно слоистые или массивные, только в верхах субформации в прибортовых и бортовых разрезах появляются конкреционные известняки с желваковидной текстурой.

Распределение малых элементов в породах субформации близко к контрастной модификации упорядоченного типа (Страхов и др., 1959). Содержание всех элементов минимально в песчаниках и возрастает в глинах (в 1,5—2 раза). Ti, Zr, Ga, V, Cr, Ni, Co имеют максимальное содержание в глинах. Более геохимически подвижные элементы — Mn, Sr, а также Cu и Be имеют максимальные содержания в известняках (для Mn и Sr это видно без пересчета на бескарбонатное вещество).

Литолого-фациальный состав, высокое содержание So_{org} и конкреционность пород, химико-минералогический состав карбонатных пород свидетельствуют о том, что образование субформации происходило в условиях типичного гумидного климата. Минеральный состав терригенных отложений (зрелость минерального состава алевро-песчаных пород, отсутствие неустойчивых компонентов в составе фракции $<0,001$ мм терригенных пород), тип распределения малых элементов свидетельствуют о том, что при накоплении этих отложений с гумидным климатом сочетался пассивный тектонический режим, близкий к платформенному. Именно этим объясняется отсутствие промышленной угленосности субформации, несмотря на благоприятные климатические условия (Страхов, 1961).

Верхняя субформация включает отложения верхнебашкирского подъяруса. Ее мощность колеблется от 130—150 (на бортах) до 350—400 м (в центральных частях впадины). Это терригенная, с редкими прослойками карбонатных пород толща, в составе которой резко преобладают переходные и континентальные отложения. В отличие от нижней субформации здесь отмечено несколько пластов каменного угля, которые имеют мощность не менее 0,5—1 м и фиксируются на диаграммах электрокаротажа, гамма-каротажа и кавернограммах.

Зернистые породы субформации представлены: 1) среднезернистыми (крупнозернистыми) песчаниками ($Md=0,2—0,35$ мм) дельтового и рус-

лового генезиса со средней и плохой сортировкой ($S_0=1,7-1,9$); 2) мелкозернистыми песчаниками и алевролитами ($Md=0,08-0,15$) со средней сортировкой ($S_0=1,5-1,8$) лагунно-заливного генезиса. Состав их полевошпат-кварцевый с биотитом и мусковитом. Полевые шпаты (до 20%) представлены в различной степени пелитизированными обломками калишпатов и кислых плагиоклазов, иногда с примесью средних плагиоклазов (до 2—5%). Терригенные минералы тяжелого концентрата представлены аксессуарным цирконом, а также гранатом, рутилом, турмалином, ставролитом, лейкоксеном, ильменитом и др.

Глинистые породы представлены глинами лагунно-заливного (а также озерного) и болотного происхождения.

Лагунно-заливные отложения — светло-серые и зеленовато-серые правильнослоистые глины (алевроитистые, реже хорошо отмученные). Содержание $S_{орг}$ в них обычно 0,2—0,5% (см. табл. 2). Карбонатные конкреции для этих отложений не характерны.

Кривые нагревания фракции $<0,001$ мм алевро-песчаных и большей части образцов глинистых пород соответствуют каолинит-гидрослюдистому составу (см. фиг. 4). Для некоторых образцов подугольных болотных глин характерен существенно каолинитовый состав.

Рентгенографически в составе коллоидной фракции алевро-песчаных (4 образца) и глинистых (6 образцов) пород устанавливается диоктаэдрическая гидрослюда (10,60; 4,90; 3,30; 2,50; 1,99 Å), каолинит (7,10, 3,56 Å, исчезающие при нагревании до 600°), триоктаэдрическая гидрослюда (9,64; 4,90; 3,30 и др.). На всех рентгенограммах присутствует базальный рефлекс I порядка с $d=13-15$ Å, который при насыщении глицерином обычно незначительно (на 0,2—0,3 Å) возрастает и связан со смешанно-слойным минералом, близким к хлориту; в некоторых образцах наблюдается его возрастание до 15—16 Å, что свидетельствует о присутствии смешанно-слоистого монтмориллонитоподобного минерала.

Карбонатные породы представлены в различной степени доломитизированными известняками (в прибортовых и бортовых разрезах встречаются доломиты) лагунно-заливного генезиса. Известняки белые и светло-серые мелкозернистые (доломит в виде ромбоэдрических вкрапленников). Для них характерна конкреционная (желваковидная) текстура. Содержание MgO в карбонатных породах обычно составляет от 3—5 до 10%. Зернисто-детритусовые и биоморфные недоломитизированные известняки морского генезиса для этих отложений не характерны.

Содержание малых элементов незначительно повышается от песчаников к алевролитам и глинам (см. табл. 1). Ti и Zr имеют два слабо выраженных максимума: в песчаниках и глинах. Максимальное содержание в известняках наблюдается только у Mn и Sr, сохраняющих максимальную геохимическую подвижность. Содержание остальных элементов в известняках минимально. Распределение элементов относится к сглаженной модификации упорядоченного типа (Страхов и др., 1959).

Судя по литолого-фациальному составу, субформация образовалась в условиях гумидного климата. Однако присутствие конкреционных доломитизированных известняков, пониженное содержание $S_{орг}$, отсутствие карбонатных конкреций в глинистых породах, а также наличие локальных пестроцветных прослоев в верхах субформации свидетельствуют о некоторой аридизации климата по сравнению с климатом образования нижней субформации.

Присутствие неустойчивых компонентов в составе терригенных пород (в частности, триоктаэдрической гидрослюдой и смешаннослоистых образований в глинистой фракции), тип распределения малых элементов свидетельствуют о том, что тектонический режим образования субформации был близок к переходному. Именно этим объясняется тот факт, что несмотря на менее благоприятный для углеобразования климат, мощность угольных прослоев верхней субформации выше, чем нижней.

Этим и объясняется кажущееся противоречие между весьма низкой конкреционностью глинистых отложений и повышенной мощностью угольных прослоев верхней субформации. Это является подтверждением того, что массовое угленакпление определяется не наиболее благоприятной разновидностью гумидного климатического режима, а сочетанием гумидного климата с достаточно активным тектоническим режимом (Страхов, 1961).

Постепенная аридизация климата приводит к постепенной смене угленосной формации красноцветными отложениями. Первые признаки аридизации появляются в начале башкирского яруса (присутствие конкреционных известняков в бортовых и прибортовых разрезах), т. е. гораздо раньше, чем в остальной части впадины и в Донбассе. Эти данные согласуются с картами климатической зональности для каменноугольного периода, составленными Н. М. Страховым (1960). Именно этим объясняется стратиграфическое понижение границы между угленосной и красноцветной формациями, которое наблюдается по направлению от Донбасса к северо-западу Днепровско-Донецкой впадины.

3. КРАСНОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Формация включает отложения московского яруса, верхнего карбона и терригенной нижней перми. Мощность ее колеблется от 210—250 (на бортах впадины) до 900—950 м (в центральных частях впадины). Она повсеместно залегает на отложениях угленосной формации.

Формация представляет собой терригенную толщу (карбонатные породы встречаются в виде редких прослоев и играют незначительную роль). Главным признаком формации является преобладание красноцветных (пестроцветных) пород, что обусловлено примесью окислов и гидроокислов железа (Данбар и др., 1962). В бортовых и прибортовых разрезах красноцветные (пестроцветные) отложения, начиная от подошвы московского яруса, резко преобладают, в то время как в разрезах центральных частей впадины еще доминируют зеленовато-серые и светло-серые породы.

Для красноцветной формации также характерно резкое преобладание континентальных и переходных отложений. Морские отложения играют подчиненную роль и встречаются только в верхах московского яруса. Фациальные типы пород формации можно разделить на две группы.

К первой группе относятся фациальные типы, которые характерны и для угленосной формации — фации: 1) песчаных отложений русла; 2) песчаных отложений дельты (сюда относятся также отложения баров, пересыпей и кос); 3) алевро-песчаных отложений зоны волнения заливно-лагунного мелководья; 4) глинистых отложений лагун и залитов. Однако они имеют ряд специфических признаков; красноцветность (пестроцветность), резко пониженное содержание S_{org} , отсутствие (или незначительное количество) углистого растительного материала и наличие железистых растительных остатков, окисно-железистые и известковые конкреции, а также более низкую степень сортировки алевро-песчаного материала и отмученности глинистых пород.

Ко второй группе относятся фациальные типы, специфические для красноцветной формации: фация мелководных периодически пересыхающих озер, фация почвы и подпочвы полуаридного выветривания (Ботвинкина и др., 1963).

Для формации характерно циклическое строение, обусловленное чередованием пачек песчаных и глинистых пород, соотношения между которыми меняются в различных частях разреза (см. фиг. 1).

Зернистые породы формации можно разделить на две группы.

К первой относятся среднезернистые и крупнозернистые песчаники ($Md=0,25—0,35$ мм) руслового и дельтового генезиса со средней и пло-

хой сортировкой ($S_0=1,6-2$). Состав их кварц-полевошпатовый с биотитом и мусковитом. Полевые шпаты представлены слабепелитизированными и свежими зернами калишпата и кислых плагиоклазов, часто встречается значительное количество средних плагиоклазов (в частности, зонального андезина), а также обломков основных эффузивов (до 20%).

Ко второй группе относятся мелкозернистые песчаники и алевролиты ($Md=0,05-0,15$ мм) заливно-лагунного мелководья со средней сортировкой ($S_0=1,5-1,8$). Состав их полевошпат-кварцевый с биотитом и мусковитом.

Терригенные минералы тяжелого концентрата представлены акцессорным цирконом и гранатом, а также рутилом, андалузитом, турмалином, эпидотом, лейкоксеном и др. (иногда встречаются единичные зерна роговой обманки).

Глинистые породы представлены алевритистыми и алевритовыми глинами (хорошо отмученные глины сравнительно редки). Содержание $C_{орг}$ обычно не превышает 0,2% (см. табл. 2). Для комковатых неслоистых глин почвы и подпочвы полуаридного выветривания характерны известковые и окисно-железистые конкреции неправильной формы.

Кривые нагревания фракции $<0,001$ мм зернистых и глинистых пород нижней части красноцветной формации (большая часть московского яруса) соответствуют каолинит-гидрослюдистому составу (см. фиг. 4). Рентгенографически (5 образцов зернистых пород; 6 образцов глинистых пород) устанавливается диоктаэдрическая гидрослюда (10,60; 4,90; 3,30; 2,50; 1,99 Å), каолинит (7,10; 3,56 Å, исчезающие при нагревании до 600°), триоктаэдрическая гидрослюда (9,64; 4,90 и др.). На всех рентгенограммах присутствует базальный рефлекс I порядка с $d=12-15$ Å. У некоторых образцов при насыщении глицерином он возрастает до 15—16 Å и связан с монтмориллонитоподобным смешаннослойным минералом. В других образцах он связан со смешаннослойным минералом, близким к хлориту, и испытывает незначительные (0,2—0,5 Å) изменения.

Кривые нагревания фракции $<0,001$ мм зернистых и глинистых пород верхней части формации (верхний карбон — терригенная нижняя пермь) характерны для монтмориллонитового состава (см. фиг. 4). Рентгенографически (4 образца зернистых пород, 5 образцов глинистых пород) в качестве одного из основных компонентов устанавливается разбухающий минерал типа монтмориллонита (частично смешаннослойного характера), который фиксируется на рентгенограммах по интенсивному рефлексу I порядка (12—15 Å), возрастающему до 15—17 Å при насыщении препарата глицерином. Кроме того, отмечены диоктаэдрическая гидрослюда (10,60; 4,90; 3,30; 2,50; 1,99 Å) и триоктаэдрическая гидрослюда (9,64; 4,90 и др.). В некоторых образцах отмечена незначительная примесь каолинита (слабые базальные рефлексы 7,10 3,56; 2,37 Å, исчезающие при нагревании препарата до 600°).

К сожалению, нельзя четко установить границу между этими двумя ассоциациями глинистых минералов пород формации, так как для этого данных пока недостаточно (почти не изучен состав глинистых минералов отложений верхней части московского яруса). Очевидно, она приурочена к верхам московского яруса.

Карбонатные породы представлены известняками и доломитами обычно лагунного происхождения. Известняки всегда доломитизированы, для них характерны пелитоморфная и микрозернистая структуры с ромбоэдрическими вкрапленниками доломита, конкреционная и брекчиевидная текстуры. Доломиты обычно мелкозернистые, встречаются прослойки доларенитов (Данбар, и др., 1962), — пород, состоящих из ромбоэдров доломита алевро-песчаной размерности, местами со слоистой текстурой, обусловленной гранулометрической сортировкой. Содержание в карбонатных породах формации от 3—5 до 15—20% (см. табл. 3).

Распределение малых элементов в породах нижней части формации (московский ярус) почти такое же, как в отложениях верхней угленосной субформации, и относится к сглаженной модификации упорядоченного типа (см. табл. 1).

Для распределения элементов в отложениях верхней части субформации характерны некоторые черты пестрого типа (Страхов и др., 1959). Все элементы, кроме Mn и Sr (сохраняющих максимальную геохимическую подвижность), при близких содержаниях в основных типах пород имеют слабовыраженные максимумы: в алевролитах (Ga, V, Cr), в алевролитах и глинах (Ni, Co, Cu), песчаниках (Ti, Zr). Содержание всех малых элементов, кроме Mn и Sr, в карбонатных породах минимально (см. табл. 1).

Накопление отложений формации происходило в условиях переходного тектонического режима (Рухин, 1962), очевидно, близкого к режиму образования верхней угленосной формации. Известно, что основной причиной образования красноцветов являются специфические ландшафтно-климатические условия (Рухин, 1962). Согласно мнению большинства исследователей, для их образования необходим климат муссонного типа с чередованием влажных и засушливых периодов (Данбар и др., 1962). Такие условия для естественной седиментационной области северо-запада Днепровско-Донецкой впадины устанавливаются в начале московского века. Об этом свидетельствует резкое преобладание красноцветных отложений, начиная с подошвы московского яруса в бортовых (прибортовых) разрезах. (Преобладание зеленовато- и светло-серых пород в низах московского яруса в центральных частях впадины связано с восстановлением окисножелезистого терригенного материала в озерно-болотных и лагунных условиях.) Постепенный переход от угленосной к красноцветной формации, появление в верхней части формации существенно монтмориллонитовой ассоциации глинистых минералов и признаки пестрого распределения малых элементов свидетельствуют о прогрессирующей аридизации климата. Вверх по разрезу красноцветные отложения сменяются эвапоритами нижней перми.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Под ред. В. С. Яблокова. Изд. АН СССР, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. и др. Некоторые типы красноцветных отложений Оренбургского Приуралья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1956.
- Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Изд. АН БССР, 1961.
- Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. Изд. иностр. лит., 1962.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений. Тр. лабор. геол. угля АН СССР, вып. 5, 1955.
- Кожич-Зеленко М. П. Литология каменноугольных отложений западного сектора Большого Донбасса. Изд. АН УССР, 1961.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Под ред. М. Ф. Викуловой. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мишунина З. А. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Гостоптехиздат, 1955.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. Изд. АН СССР, 1956.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2, Изд. АН СССР, 1960—1961.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Тимофеева З. В. Конкрециеобразование в карбоне Донецкого бассейна. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1963.
- Ханин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.

УДК 552.611 (234.92)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МИНЕРАЛОГИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Х. А. АЛИЗАДЕ

Бентонитовые глины, как известно, являются ценным минеральным сырьем в нефтяной, химической, металлургической, текстильной, керамической, пищевой, мыловаренной промышленности; они необходимы также в сельском хозяйстве, медицине и других отраслях народного хозяйства.

За последние годы область применения бентонитовых глин в промышленности значительно расширилась, поэтому интерес к более детальному их изучению возрос. Технологические свойства бентонитовых глин находятся в прямой зависимости от их минералогических особенностей, связанных с геологическими условиями образования. Однако изучение их до последнего времени проводилось недостаточно полно.

Бентонитовые глины на территории Азербайджана приурочены к верхнемеловым отложениям северо-восточного склона Малого Кавказа и к третичным породам Апшеронского п-ова и Кобыстана.

В статье приводятся результаты полевых и лабораторных исследований бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа, приуроченных к верхнемеловым отложениям синклиналичных прогибов (Казахского, Еленсутапа-Дзегамского, Агджакендского, Мартунинского) и моноклинали предгорной зоны.

Верхняя возрастная граница бентонитов ограничена кампанским ярусом, нижняя — коньякским, верхнесантонским, реже альбским ярусами.

Так, в пределах Казахского синклиналичного прогиба бентонитовые глины отмечаются от верхнеконьякского яруса до кампанского включительно, в Еленсутапа-Дзегамской синклиналичной зоне они приурочены к отложениям от нижнеконьякского до кампанского возраста, в Агджакендском прогибе — от верхнего сантона до кампана. В Мартунинском синклинории бентонитовые глины обнаружены, начиная с коньякского яруса, реже альбского и кончая кампанским.

Результаты исследований показали, что бентонитовые глины северо-восточной части Малого Кавказа генетически связаны с продуктами верхнемеловых извержений, в основном с пирокластолитами кислого и среднего липарито-дацитового состава (Абдуллаев, 1963). К верхнесантонскому и кампанскому времени относятся наиболее мощные (от 0,5 до 1,0 м) и частые накопления бентонитовых глин, что обусловлено характером вулканизма с преобладанием пирокластолитов (туфов и пеплов) в этот период, тогда как к верхнеконьяк-нижнесантонскому времени относятся редкие и незначительные накопления бентонитов, что, очевидно, связано, с одной стороны, с характером вулканизма и преобладанием излияний порфириновых лав над пирокластическими образованиями, а с другой — с силой этого процесса, часто полностью вытеснявшего оса-

Типы бентонитовых глин	Главнейшие показатели изменения пирокластического материала	Вмещающие породы	Возраст пород	Макроскопические		
				текстура	структура	излом, отдельность
Бентонитизированные породы с лито- и витрокластической структурой (I)	Вулканическое стекло подверглось монтмориллонитизации, цеолитизации, хлоритизации, глауконитизации		Коньяк-сантон	Гнездовидная, сгустковая, пятнистая	Брекчиевидная, грубозернистая, псаммоалевропелитовая с гравийными зернами, псаммопелитовая	Неровный, шероховатый, рыхлый, шаровой
Пепловидные бентонитовые глины (II)	Вулканическое стекло изменено в монтмориллонит, но уцелело от полного разложения, сохранив свою первоначальную форму	Пирокластические	Коньяк-сантон, кампан	Среднеслоистая	Грубо- и среднезернистая, алевропелитовая	Неровный, раковистый, скорлуповатый
Бентонитовые глины со слабо выраженной реликтовой структурой (III)	Вулканическое стекло целиком замещено монтмориллонитом, образующим псевдоморфозы по изогнутым рогульчатым обломкам	Пирокластические и осадочные	Коньяк-сантон, кампан	Массивная, средняя или тонкослоистая	Тонкозернистая, грубодисперсная	Раковистый, угловатый, оскольчатый, плотный
Бентонитовые глины пелитовой структуры (IV)	Полное гальмиролитическое разложение вулканического стекла в монтмориллонит			Линзовидная, тонкослоистая	Средне- и тонкодисперсная	Гладкий, стекловатый, яшмовидный, комковатый, шаровой
Известковые бентонитовые глины (V)	Полное гальмиролитическое разложение вулканического стекла в монтмориллонит	Осадочные	Кампан	Слоистая	Грубодисперсная	Плотный, оскольчатый

А—природные ориентированные препараты; В—насыщенные глицерином ориентированные препараты;

дочные породы. При этом наблюдается, что в отложениях коньяк-нижнесантонского возраста пласты бентонитов переслаиваются с туфобрекчиями, туфами, а в верхнесантонских — с туфами и карбонатными породами, а в кампанских — с пелитоморфными известняками.

1. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Изучение бентонитовых глин описываемого района, палеогеографической обстановки бассейна седиментации, а также литофациальных особенностей вмещающих пород, обусловленных характером вулканизма и составом пирокластических пород, изменяющихся во времени и в пространстве, дало возможность выявить следующие их разновидности (табл. 1).

1. Бентонитизированные породы с лито- и витрокластической структурой (Долляр, скв. 18), терригенная масса которых (40—50%) состоит из слабоотсортированных обломков эффузивных пород, плагиоклазов, рудных минералов, розоватых или бесцветных вулканических стекол различной формы, по которым часто развиты цеолиты в виде тонких призматических кристалликов, расположенных радиально или перпендикулярно краям обломков стекла; тонкозернистая и хлоритово-глауконитовая масса заполняет промежутки между цеолитовыми новообразованиями. Цементирующий материал представлен монтмориллонитом волокнистой структуры, ориентированной перпендикулярно или параллельно обломочным зернам. Эта своеобразная микроструктура монтмориллонитовой массы указывает на его осаждение из растворов.

2. Пепловидные бентонитовые глины с отчетливо выраженной реликтовой структурой исходных пород (Дзегам). Основная их масса состоит из измененного вулканического стекла, сохранившего первоначальную

северо-восточной части Малого Кавказа

признаки					Характеристика породообразующего минерала (монтмориллонита)				
блеск	цвет	текстура	структура	аутигенные минералы	рентген (001) λX	П эндотермический эффект °C	спектрофотометрия макс. поглощ. мкм		
							mM	MГ+KCl	
Тусклый	Пестроокрашенный, темно-зеленый, буровато-красный	Флюидальная, ориентированная, цементирующая масса	Литокластическая, витрокластическая, туфовая	Пирит, кристобалит, цеолит, глауконит	15,6 (A) 17,3 (B) 12,8 9,5 (C)	10 2 8 2	590—600	530	567
Матовый	Желтоватый	Волокнистая	Туфовая, пепловая	Гипс, барит, кристобалит, цеолит	13,5—13,8 (A) 17,3 (B) 9,8 (C)	10 5 8 4	500—550	530	611 653
Полублестящий	Светлый, зеленовато-серый, желто-зеленый	Сетчатая	Реликтовая витрокластическая	Гипс, хлорит, кальцит, цеолит	13,5—13,8 (A) 17,3 (B) 9,5 (C)	10 2 7	560—580	530 630	611
Восковидный, жирный, глянцевитый	Ярко-зеленый, фиолетово-бурый	Пелитовая	Пелитовая	Лимонит, хлорит, серицит	14,2—14,6 (A) 17,3 (B) 9,4 (C)	10 9 4 6	600—650	530	653
Матовый, полублестящий	Белесо-серый, светло-зеленый	—	Органо-генная, пелитовая	Хлорит, глауконит, кальцит, лимонит, цеолит	14,2—14,9 (A) 17,9 (B) 9,97 (C)	10	—	—	—

С—прокаленные до 550° в течение 2 часов ориентированные препараты.

остроугольную рогульчато-изогнутую форму частиц. В нем изменились лишь краевые участки зерен, замещенные параллельно-волоконным буровато-зеленым монтмориллонитом, являющимся как бы цементирующим материалом. Монтмориллонит в описываемых разностях бентонитовых глин соответствует более раннему этапу разложения вулканического стекла. Он характеризуется несовершенной кристаллической решеткой, о чем свидетельствуют фиксируемые на рентгенограммах широкие нечеткие дифракционные линии с темным фоном в области малых углов отражения, низкие значения базальных рефлексов — 13,5—13,8 λX (табл. 2). На термограммах (фиг. 1, А) отмечена относительно низкая (530—550°) температура выделения конституционной воды. На спектральных кривых наблюдался небольшой сдвиг дублетного максимума кривой МГ от 530—567 мкм в область 611—653 мкм при действии KCl. Интенсивности обоих максимумов кривой МГ+KCl почти одинаковы с дублетным на кривой МГ. Для описываемой разности бентонитовых глин характерна относительно небольшая емкость катионного обмена (81,0 мг/экв) со смешанным составом, иногда с преобладанием щелочных (Na) катионов. Кластическая примесь в них составляет 10—15% и представлена плагиоклазами, роговой обманкой, биотитом, апатитом, аутигенным лимонитом и т. д.

Характерные макроскопические признаки этой разности — среднезернистость, грубодисперсность, матовый блеск, оскольчатая отдельность, желтовато-белая, зеленовато-серая окраска.

3. Бентонитовые глины со слабовыраженной реликтовой пепловой структурой (р-з Агдаг). Они состоят из чешуйчатого агрегатного и слабополяризующего монтмориллонита, развивающегося по вулканическому стеклу. В основной массе часто отмечаются высокодвупреломляющие (N_g — 1,520; N_p — 1,504) короткие, игольчатые агрегаты, создающие пе-

Таблица 2

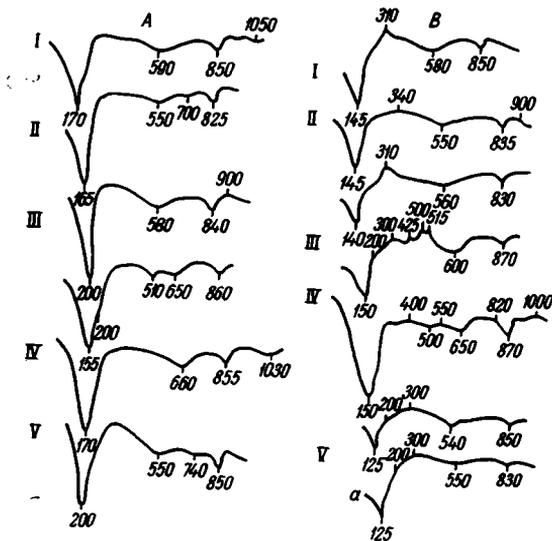
Рентгенограммы глинистой фракции бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа

А—природные ориентированные препараты								В—насыщенные глицерином, ориентированные препараты								С—прокаленные до 550° в течение 2 часов ориентированные препараты											
I		II		III		IV		I		II		III		IV		V		I		II		III		IV		V	
Доллар, скв. 18, обр. 53		Дзегам, обр. 104		Агдаг, обр. 32		Киликдаг, обр. 61а		Доллар скв. 18, обр. 53		Дзегам, обр. 104		Агдаг, обр. 32		Киликдаг, обр. 61а		Дзегам, обр. 105		Доллар, скв. 18, обр. 53		Дзегам, обр. 104		Агдаг, обр. 32		Киликдаг, обр. 61а		Дзегам, обр. 105	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
10	15,6	10	13,7	10	13,8	10	14,5	10	17,3	9	17,3	10	17,3	10	17,3	10	17,9	3	12,8	—	—	—	—	3	12,6	—	—
—	—	2	9,7	—	—	—	—	7	8,8	8	8,9	7	8,8	9	8,7	5	8,9	10	9,5	9	9,8	7	9,56	9	9,4	9	9,97
			7,97											2	7,54						8,6						
2	4,99	5	5,04	2	4,9	9	4,9	3	5,9	7	5,97	3	5,8	5	5,86	3	5,8	—	—	1	6,996	—	—	—	—	—	—
8	4,5	8	4,51	7	4,48	4	4,42	6	4,48	9	4,44	8	4,42	7	4,40	7	4,46	8	4,8	5	4,79	2	4,8	8	4,78	2	4,85
		3	4,16	1	4,24	—	—	1	4,01	4	3,97	—	—	1	3,95	2	3,91	2	4,4	10	4,50	10	4,42	4	4,33	3	4,4
		3	3,80	—	—	3	3,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,19	—	—	—	—	—	—
1	3,54	1	3,51	1	3,57	—	—	7	3,53	8	3,47	7	3,48	9	3,51	5	3,49	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
2	3,38	—	—	—	—	—	—	2	3,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,43	—	—	—	—	—	—
2	3,24	2	3,25	—	—	1	3,30	2	3,15	4	3,22	—	—	1	3,20	1	3,22	10	3,16	8	3,19	9	3,16	10	3,16	10	3,23
2	3,00	4	3,04	2	2,94	9	2,99	6	2,94	7	2,95	6	2,94	7	2,93	4	2,99	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3,01
—	—	1	2,85	—	—	—	—	3	2,57	6	2,56	7	2,56	4	2,55	5	2,58	2	2,55	7	2,60	—	—	2	2,56	2	2,58
		1	2,74	—	—	—	—	1	2,36	1	2,39	1	2,34	2	2,34	2	2,37	2	2,44	3	2,46	5	2,44	2	2,40	2	2,47
7	2,59	7	2,56	6	2,56	3	2,57	—	—	1	2,18	2	2,24	3	2,28	1	2,27	—	—	—	2,26	1	2,25	—	—	2	2,26
1	2,392	1	2,45	1	2,38	2	2,42	—	—	—	—	1	2,12	3	2,136	1	2,085	—	—	1	2,10	—	—	—	—	2	2,09
2	2,266	2	2,29	1	2,26	—	—	—	—	—	—	2	1,96	—	—	1	1,948	3	1,91	1	1,91	1	1,84	3	1,898	3	1,93
1	2,124	1	2,16	—	—	—	—	2	1,824	—	—	—	—	1	1,78	1	1,791	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,87
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,696	3	1,694	4	1,69	3	1,689	4	1,701	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1,708	5	1,713	3	1,700	2	1,69	—	—	—	—	—	—	1	1,659	—	—	—	—	2	1,738	2	1,713	—	—	—	—
—	—	1	1,669	2	1,626	—	—	3	1,524	—	—	—	—	1	1,526	—	—	—	—	1	1,664	2	1,677	—	—	—	—
8	1,502	8	1,502	9	1,494	8	1,49	5	1,492	7	1,497	9	1,49	8	1,490	7	1,499	—	—	6	1,514	6	1,509	4	1,494	4	1,51
—	—	1	1,339	—	—	—	—	4	1,298	5	1,297	4	1,288	6	1,295	5	1,292	—	—	2	1,303	3	1,297	2	1,291	1	1,297
5	1,297	5	1,291	4	1,288	4	1,287	3	1,248	2	1,248	4	1,244	5	1,247	3	1,247	—	—	2	1,259	3	1,250	2	1,246	1	1,251
4	1,248	5	1,2487	3	1,244	3	1,241	—	—	—	—	—	—	1	1,162	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечания: I—бентонитизированные породы с лито- и витрокластической структурами; II—пепловидные бентонитовые глины; III—бентонитовые глины со слабовыраженной реликтовой структурой; IV—бентонитовые глины пелитовой структуры; V—известковые бентонитовые глины.

тельчатую микроструктуру. Монтмориллонитовый минерал здесь представляет собой продукт относительно глубокой переработки первичного материала — вулканического стекла. Он имеет кристаллическую решетку с относительно большим числом дифракционных линий, уменьшенным темным фоном в области базальных отражений первых порядков, температурой выделения конституционной воды в интервале 580—600°. При спектрофотометрировании на кривой МГ+КСI отмечается значительный сдвиг дублетного максимума кривой МГ. На первой кривой иногда отмечается дополнительный небольшой максимум в пределах 630 м.к. Интенсивность дублетного максимума на кривых МГ уступает ионному на кривой МГ+КСI. Состав поглощенных катионов обычно смешанный, но с явным преобладанием Са. Терригенный материал в них составляет 5—10%, и представлен плагиоклазами, роговой обманкой, биотитом, апатитом, лимонитом, диопсидом и др. Макроскопически — это серо-зеленые, полублестящие, грубо- и среднелестящие с раковистым изломом оскольчатой отдельностью породы.

4. Бентонитовые глины пелитовой структуры характеризуются полной девитрификацией в монтмориллонит исходного материала — вулканического стекла, без сохранения реликтов первоначальных структур (р-з Киликдаг). Эта разновидность является продуктом глубокой и длительной переработки первичного материала и характеризуется более совершенной кристаллической решеткой. Монтмориллонитовая масса в ней светло-желтого, белесо-зеленого цвета слабо плеохроирует, имеет чешуйчатое, слабоволокнутое строение, агрегационную интерференцию от серой до ярко-желтой. Рентгенограммы указанных разновидностей бентонитовых глин характеризуются четкими узкими дифракционными линиями, отсутствием темного фона в области малых углов отражений, высокими значениями базальных рефлексов (14,2—14,9 кХ), которые при насыщении глицерином расширяются до 17,3—17,8 кХ, а при нагревании до 600° сокращаются до 9,8 кХ (см. табл. 2). Вторая эндореакция выделения конституционной воды по данным термовесового анализа отмечается при температуре 650—660° (фиг. 1 А). Кривые спектрального поглощения характеризуются резким сдвигом полосы поглощения МГ (530—560 м.к) в длинноволновую часть спектра (653, реже 673 м.к) при прибавлении КСI. При этом интенсивность ионного максимума кривой МГ+КСI резко превышает интенсивность дублетного максимума кривой МГ. По составу обменных катионов среди них преобладают кальциевые разновидности, а общая емкость обмена возрастает до 93,0—106,6 мг·экв. Минеральные примеси (магнетит, ильменит, лимонит, роговая обманка, биотит, плагиоклазы, апатит, хлорит, глауконит, кальцит и т. д.) составляют не более 5% и частично подверглись разложению.



Фиг. 1. Термограммы глинистой (А) и алеуритовой (В) фракций бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа

I — Долляр, скв. 18, обр. 53; II — Дзегам, обр. 104; III — Агдаг, обр. 32; Дашсалахлы, обр. 102; IV — Киликдаг, обр. 61; V — Дзегам, обр. 105; а — Молла-Джалли, обр. 118

Описываемые бентонитовые глины отличаются тонкодисперсностью, восковидным жирным блеском, комковатой отдельностью, ярко-зеленой или фиолетовой окраской.

5. Известковые бентонитовые глины, залегающие в виде самостоятельных пластов среди известняков, а также в кровле бентонитовых пластов, представляют собой продукты относительно длительного диагенеза, так как они перекрываются медленно накапливающимся известковым материалом (исключение составляют те известковые бентонитовые глины, которые залегают в подошве бентонитовых пластов и перекрываются относительно быстро накапливающимся вулканическим материалом).

Окружающая среда с повышенной щелочностью оказывала эффективное воздействие на разложение пеплового материала при формировании описываемой разности бентонитовых глин, и поэтому монтмориллоновый минерал в них имеет наиболее совершенную кристаллическую решетку. В этих бентонитовых глинах значительное содержание известковой массы изменяется в широких пределах до постепенного перехода их в чистые известняки. Отмечаются минеральные примеси — глауконит, лимонит, плагиоклаз и др., а также органические остатки (фораминиферы, радиолярии), количество последних возрастает с увеличением известковой примеси. Внутренняя полость фауны сложена кремнисто-глинистой, реже хлорит-глауконитовой массой. По внешнему виду известковые бентонитовые глины — матовые, полублестящие, тонкозернистые, грубо- и среднедисперсные породы с оскольчатым изломом и зеленовато-серой, или белесо-зеленой окраской.

2. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Касаясь вопроса условий залегания бентонитовых глин в северо-восточной части Малого Кавказа, можно отметить следующее: первые два типа наблюдаются в виде пластов мощностью 0,3—0,4 м, реже несколько метров, среди пирокластических пород коньяк-сантонского возраста; иногда они слагают подошву более мощных бентонитовых пластов, приуроченных к карбонатной толще. Бентонитовые глины третьего, четвертого типов залегают в основном среди карбонатных пород кампанского, реже верхнесантонского возраста в виде тонких (0,2—0,3 м) пластов, изредка достигающих 5—6 м и более. Глины пятого типа залегают в виде самостоятельных 0,2—0,3 м прослоек, а также в кровле собственно бентонитовых глин кампанского и верхнесантонского возраста в контакте с вмещающими карбонатными породами.

Своеобразие пластов бентонитовых глин обусловлено характером механической дифференциации при накоплении пирокластического материала в водном бассейне, приводившей к выпадению в осадок вначале более крупных и тяжелых, а затем меньших по размеру и более легких пепловых частиц (Страхов, 1963). При этом в базальных частях пластов, быстро перекрываемых последующими порциями эпизодически поступающего в водный бассейн пирокластического материала, пепловые частицы подвергались более кратковременному воздействию морской среды, тогда как в кровельных частях они испытывали относительно длительное воздействие морской среды, в силу чего подверглись более полному преобразованию.

В каждом бентонитовом пласте снизу вверх наблюдается отчетливое возрастание степени измененности вулканического стекла в монтмориллонит, уменьшение количества тяжелых минералов-примесей (циркон, роговой обманки, биотита, апатита, пироксенов, рудных и др.), отмечается четко выраженная горизонтальная слоистость и наличие повсеместно в базисе бентонитового пласта прослойки (3—5 мм) рыхлого ожелезненного пестроокрашенного известкового туфопесчаника. Характерным является также наличие в кровле и подошве пластов, в контакте их с вмещающими известняками, прослоек переходных пород — известковых бенто-

нитовых глин и бентонитизированных известняков, что отчетливо можно проследить с помощью термокаротажа (термовесового анализа).

Образование известковой разности бентонитовых глин происходило следующим образом: отложение карбонатных осадков, не успевших литифицироваться, часто совпадало с началом привноса и выпадения пирокластического материала, в этих случаях оба они отлагались одновременно. Это приводило к формированию известковых бентонитовых глин. То же происходило в конце цикла осаждения вулканических пеплов, когда он совпадал с началом выпадения карбонатных осадков. В случае прерывистого привноса пирокластического материала в промежутках выпадал чисто карбонатный осадок, вследствие чего образовались пачки, в которых чередовались бентонитовые глины, известковые бентонитовые глины и известняки. Каждый выделенный по микроструктуре тип бентонитовых глин стратифицирован по разрезу верхнемеловых отложений и различается характером вмещающих пород, микроскопическим обликом, минеральными примесями, а также свойствами монтмориллонитового минерала (см. табл. 1).

Совершенство кристаллической решетки монтмориллонита обусловлено химизмом исходного пеплового материала, а также возрастанием степени изменения и превращения этого материала в бентонит в зависимости от размера слагающих осадок частиц, скорости осадконакопления, длительности периода диагенеза (Коссовская и др., 1963). Структурные отличия монтмориллонита в бентонитовых глинах (см. табл. 2), связанные с химическим составом, заключаются в следующем: при сравнении рентгенограмм Al-монтмориллонитов (Киликдаг, обр. 61a) и Mg-монтмориллонитов (Агдаг, обр. 32) первые характеризуются большим количеством рефлексов, лучшей ориентацией и отчетливыми линиями, свидетельствующими о более упорядоченном переслаивании.

Меньшая степень изменения вулканического стекла соответствует менее совершенной структуре монтмориллонитового минерала с относительно низким межплоскостным расстоянием и диффузным характером дифракционных линий, более низкой температурой выделения конституционной воды и меньшей емкостью обмена с преобладанием щелочных катионов.

Бентонитовые глины с относительно полным гальмиролитическим разложением витрокластического материала (3, 4, 5 типы) характеризуются более совершенной кристаллической решеткой монтмориллонита, у которого наблюдается увеличение межплоскостных расстояний d_{kX} (001), узкие фиксированные дифракционные линии, повышается температура второго эндотермического эффекта, возрастает общая емкость катионного обмена с преобладанием щелочноземельных ионов; при окрашивании и спектрофотометрировании фиксируется интенсивный сдвиг полосы поглощения МГ в длинноволновую часть спектра с прибавлением КС1 (см. табл. 1).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИИ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

С целью более точного выяснения последовательности изменений исходного пирокластического материала, приводящего к превращению его в бентонитовые глины, нами было применено пофракционное изучение последних. Такое исследование оказалось практически удобным, так как в данном случае имелся в наличии один и тот же исходный материал, в разной степени измененный в зависимости от размера слагающих частиц.

Результаты анализов алевритовой фракции бентонитовых глин (рентгенографический, термический, химический, микроскопический и др.) позволяют характеризовать ее как промежуточный продукт перехода вулканического стекла в монтмориллонит. Слагающий ее глинистый мине-

Рентгенограммы алевроитовой фракции бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа

А*				В				С									
III		V		III		V		III		V							
Агдаг, обр. 32		Дашсалахлы, обр. 102		Молла-Джалал, обр. 118		Агдаг, обр. 32		Дашсалахлы, обр. 102		Молла-Джалал, обр. 118							
l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d						
9	11,9	10	12,07	10	12,4	10	12,7	7	13,02	8	14,6	10	12,7	10	10,2	10	10,4
		2	7,8	3	7,22	2	8,68	4	9,5	4	10,2	2	8,68	1	8,7	2	7,5
				2	6,63	1	7,7	—	—	3	7,10	1	7,7	1	7,4	—	—
3	4,99	5	4,98	2	5,04	—	—	—	—	2	6,47	—	—	1	6,5	—	—
9	4,50	10	4,50	9	4,52	10	4,32	8	4,40	8	4,48	—	—	8	4,93	5	4,94
		3	4,21	5	4,21	—	—	8	4,21	8	4,21	—	—	10	4,50	10	4,50
2	4,03	—	—	—	—	2	4,09	—	—	—	—	10	4,32	3	4,25	3	4,25
1	3,77	4	3,80	2	3,82	3	3,82	2	3,81	5	3,76	2	4,09	—	—	—	—
				1	3,56	—	—	—	—	9	3,34	3	3,82	5	3,80	5	3,77
				8	3,36	4	3,35	6	3,43	6	3,24	7	3,19	—	—	10	3,36
6	3,20	6	{3,36	2	3,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			{3,19	2	3,00	4	{3,11	3	2,98	5	2,94	—	—	10	3,27	2	3,22
2	2,985	2	3,01	1	3,00	4	2,87	—	—	—	—	—	—	3	3,05	—	—
1	2,77	2	2,76	—	—	2	2,66	—	—	—	—	4	3,11	3	2,87	—	—
7	2,57	8	2,57	6	2,58	9	2,49	8	2,55	8	2,57	2	2,87	3	2,93	—	—
										2	2,45	2	2,66	9	2,58	7	2,58
4	2,41	5	{2,44	2	2,45	5	{2,38	5	2,35	2	2,45	9	—	—	—	4	{2,47
			{2,36	2	2,35	—	{2,28	—	—	1	2,38	—	—	—	—	—	—
1	2,25	2	2,25	1	2,25	3	2,19	2	{2,23	4	2,28	5	2,49	5	2,40	4	{2,39
1	2,17	2	2,17	2	2,14	2	2,08	—	{2,13	5	2,12	5	{2,28	4	2,24	4	2,25
1	2,09	2	2,03	1	2,08	6	1,90	4	—	5	2,00	3	2,19	4	2,14	4	2,13
		2	1,94	2	1,99	—	—	4	1,97	4	1,91	2	2,08	5	2,02	4	1,99
		2	1,87	4	{1,822	2	1,738	1	1,84	4	1,82	6	1,90	5	1,95	—	—
1	1,795	2	1,796	—	—	2	1,738	2	1,78	4	1,704	—	—	4	1,805	5	1,83
2	1,712	4	1,704	4	{1,697	5	1,657	4	1,689	4	1,666	2	1,738	—	—	—	—
1	1,665	3	1,639	4	1,666	3	1,630	3	1,630	5	—	—	—	5	—	4	1,712
				3	1,544	1	1,592	1	1,533	4	1,541	4	1,657	—	—	5	1,670
				5	1,501	—	—	8	1,496	7	1,501	5	{1,592	1	1,576	4	1,551
7	1,503	8	1,503	5	1,501	—	—	8	—	2	1,4999	—	—	7	1,503	6	1,5067
		3	1,436	2	1,455	8	1,465	2	1,434	—	—	8	1,465	2	1,452	1	1,4586
		1	1,394	5	1,377	—	—	1	1,336	5	1,377	—	—	2	1,349	5	1,379
		1	1,339	—	—	5	1,273	5	1,289	5	1,294	—	—	5	1,299	5	1,298
		5	1,292	5	1,292	—	—	4	1,247	4	1,2515	5	1,273	—	—	—	—
5	{1,3056	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,287	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,253	4	1,255
4	1,253	5	1,248	3	1,249	—	—	—	—	—	—	4	1,231	—	—	—	—
																2	1,204
																3	1,1858

* Значение буквенных выражений см. в табл. 2.

Химический состав бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа*

Компоненты	Типы бентонитовых глин, место взятия пробы, фракции					
	I	II	III	IV	V	
	Доляяр, скв. 18, обр. 53	Дзегам, обр. 104	Агдаг, обр. 32	Киликдаг, обр. 61а	Дзегам, обр. 105	
	Глинистые		Алевритовые	Глинистые		
SiO ₂	48,03	47,68	43,83	54,63	48,12	34,0
TiO ₂	—	0,03	—	0,012	—	—
Fe ₂ O ₃	5,57	3,92	5,26	3,54	2,80	3,8
FeO	—	—	—	0,61	—	—
Al ₂ O ₃	14,23	13,88	13,23	15,64	22,15	8,8
CaO	1,47	2,68	0,78	1,68	1,69	21,6
MgO	4,74	6,82	6,37	3,62	1,03	0,86
Na ₂ O	0,51	0,72	0,60	2,42	Сл.	—
K ₂ O	0,44	0,06	0,23	5,14	Сл.	—
SO ₃	0,52	—	0,45	—	Сл.	1,31
H ₂ O+110°	16,00	15,89	16,33	7,87	17,84	-7,7
H ₂ O+110°						-6,8
П. п. п.	9,14	8,42	8,62	5,32	6,93	25,3
Σ	100,65	100,61	100,07	100,51	100,56	99,26
Молекулярные отношения						
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	5,75	5,81	6,3	6,0	3,7	6,4
SiO ₂ : R ₂ O ₃	3,2	2,87	3,1	3,87	3,2	4,4
ΣVI ионов	2,10	1,29	2,19	1,83	2,0	3,31

* Полные силикатные анализы производились в геохимических лабораториях Ин-та геологии АН АзербССР и АЗНИИ.

рал¹ отличается несовершенной кристаллической решеткой; на рентгенограммах отмечаются расплывчатые контуры дебаевских линий, небольшая величина межплоскостных расстояний первого порядка (11,6—13,6 кХ), малая подвижность решетки вдоль оси С (при насыщении глицерином линии 001 увеличиваются до 12,7—14,6 кХ, при нагревании до 600° они сокращаются до 10,2—10,6 кХ) (табл. 3). На термограммах отдельных фракций бентонитовых глин различная степень разложения исходного материала в монтмориллонит фиксируется неодинаковой интенсивностью соответствующих реакций (см. фиг.).

При сопоставлении химического состава алевритовой и глинистой фракций бентонитовых глин видно (табл. 4), что содержание SiO₂, Al₂O₃, K₂O в алевритовой фракции больше, чем в пелитовой, а содержание H₂O значительно меньше. Так как описываемые изменения характерны для процесса разложения вулканического стекла, то по указанным компонентам можно судить о степени и характере этих изменений.

Таким образом, результаты проведенных исследований бентонитовых глин позволяют сделать вывод о стадийности изменения пеплового материала, а также проследить направленность этого процесса с выявлением промежуточной фазы между исходными и конечными продуктами.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзербССР, 1963.
 Бриндли Г. В. Рентгеновские методы определения минералов глин. Изд. иностр. лит., 1955.
 Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
 Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Институт геологии АН АзербССР
Баку

Дата поступления
25.XII.1964

¹ Для точного названия этого минерала необходимо провести полный комплекс исследований данной фракции наиболее современными методами.

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ
ДАШКИНСКОЙ СВИТЫ

(Енисейский край)

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

Докембрийские отложения Сибири в значительной части сложены карбонатными породами, происхождение которых детально не изучалось. Составление литолого-палеогеографических карт СССР по докембрию, которое ведется в настоящее время, обязывает рассмотреть особенности древнего седиментогенеза, в том числе и для карбонатных осадков. Естественно, что такое исследование следует начинать с наименее измененных пород. Одним из таких разрезов является существенно известняковая толща верхней части докембрия Енисейского края, известная как дашкинская свита. Согласно стратиграфическим представлениям, свита залегает на железорудных отложениях нижеангарской свиты и перекрывается вендскими породами. Наиболее полные разрезы дашкинской свиты распространены в юго-восточной части Енисейского края. Их можно наблюдать в береговых обнажениях рек Удереи и Каменка, относящихся к нижней части бассейна р. Ангары. Изучение этих разрезов послужило основанием для генетической классификации пород докембрия.

1. ТИПЫ ПОРОД

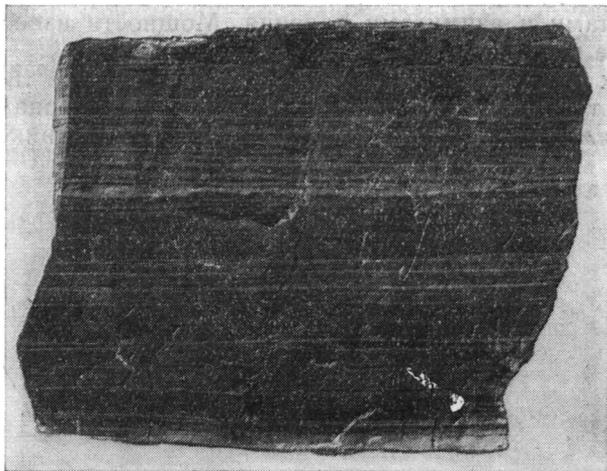
Дашкинская свита сложена известняками, мергелями и известково-глинистыми сланцами; по происхождению среди них различаются три основных типа: 1) хемогенно-обломочный, 2) органогенно-обломочный и 3) обломочный.

Хемогенно-обломочный тип. Известняки и мергели данного типа характеризуются слоистой текстурой. Допускается, что одна часть карбонатного материала (известняки с горизонтальным типом слоистости) образовалась химическим путем, другая — обломочная (известняки с волнистой и косой слоистостью). Известняки с различными типами слоистости часто переслаиваются, а местами переходы между ними можно наблюдать в пределах одного слоя.

Известняки со слоистостью различного типа распространены по всему разрезу свиты, образуя пачки мощностью 100 м и более. В нижней части они представлены плитчатыми неяснослоистыми известняками, в средней — образуют тонкое переслаивание с мергелями, в верхней — слоистыми известняками, прослаивающимися с органогенно-обломочными.

В шлифах слоистые известняки выглядят довольно однообразно. Они на 85—90% состоят из мелких изометричных зерен кальцита диаметром 0,008—0,016 мм; в них присутствует не более 15% (реже 20—30%) кристалликов доломита размерами до 0,05 мм. Обломочный материал, встре-

чается в незначительном количестве. Это — алевритовые угловатые частицы кварца и полевых шпатов. Характерно, что размеры обломков достаточно близки к размерам кристалликов кальцита. Обычно обломочный



Фиг. 1. Горизонтальная слоистость в хомогенно-обломочном известняке. $\frac{7}{9}$ нат. величины

материал вместе с органическим веществом располагается по плоскостям слоистости. Разновидности слоистых известняков выделяются по характеру наложения, которое отчетливо проявляется только на выветрелой поверхности. По этому морфологическому признаку различаются: 1) плитчатые, неяснослоистые; 2) горизонтальнослоистые и 3) косослоистые известняки.

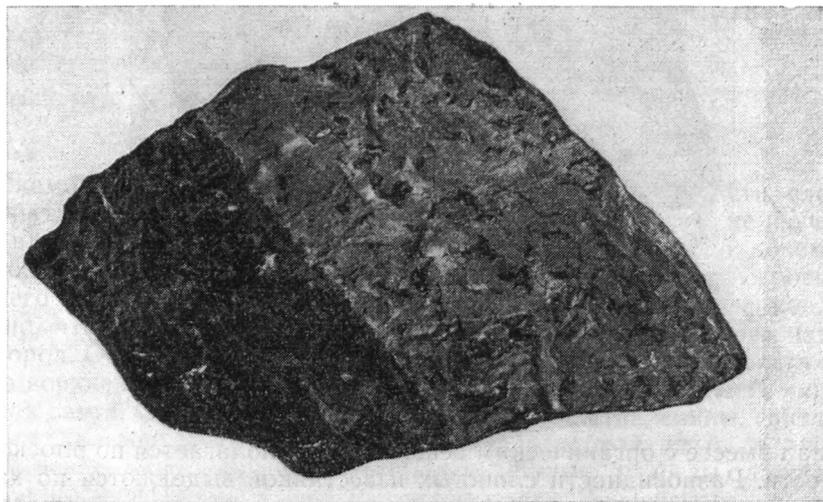
Плитчатые известняки характеризуются способностью рассыпаться на плитки толщиной от нескольких до 10—12 см. В пределах такой плитки можно обнаружить следы неясной горизонтальной и волнистой слоистости, что роднит эти породы со следующим типом — горизонтальнослоистыми известняками. Слоистость в них выражена чередованием темно-серых и серых прослоек. Первые мощностью от 1 до 5 мм, вероятно, содержат меньшее количество глинистых частиц; вторые, обогащенные глинистым материалом, имеют мощность, не превышающую 1 мм. Наблюдается два типа переслаивания: 1) темно-серые и серые известняки примерно с одинаковыми мощностями; 2) сравнительно мощные прослойки темно-серого известняка чередуются с тонкими серыми (фиг. 1). В шлифе удастся установить приуроченность к серым прослойкам несколько повышенного количества алеврито-глинистого материала и органического вещества.



Фиг. 2. Косая слоистость в хомогенно-обломочном известняке. $\frac{9}{10}$ нат. величины

Косая слоистость встречается двух типов: диагональная и косоволнистая. Диагональная встречена в прослойках мощностью 2—10 см (фиг. 2). Косоволнистая располагается между горизонтально- или волнистослоистыми прослойками. Углы наклона косых слоев изменяются от 10 до 30°. Косоволнистый тип слоистости характеризуется постоянными углами и азимутами падения. Мощности известняков этого типа обычно не превышают 5—10 см.

В слоистых известняках местами наблюдается сеть линз и жилок, выполненных тонкокристаллическим кальцитом с зернами размером 0,0003—0,006 мм, т. е. в 2—3 раза меньше, чем в известняке. На поверх-



Фиг. 3. Трещины усыхания (темное) в слоистом известняке. Нижележащая темная прослойка — известняковый гравелит. $\frac{5}{6}$ нат. величины

ности наслоения они образуют узор, напоминающий неполные трещины усыхания, описанные Р. Шроком (1950). В верхнем докембрии Енисейского кряжа подобные образования впервые установлены А. В. Третьяковым (1951) в известняках джурской свиты, но наиболее разнообразны они в карбонатных породах дашкинской свиты.

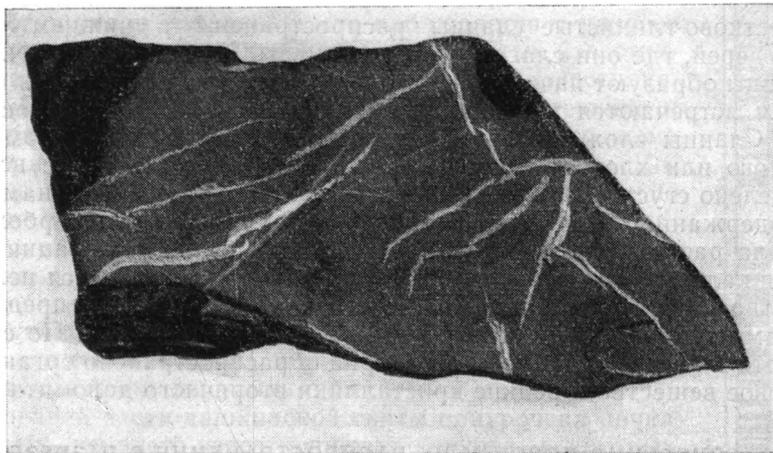
По размерам среди них различаются две разновидности: 1) крупная, представленная редкими, ветвящимися и глубоко заходящими в осадок трещинами (длина трещин несколько сантиметров, ширина до 3—5 мм); 2) мелкая, характеризующаяся линзовидными, также ветвящимися трещинками длиной не более 1 см и шириной 1—3 мм, которые образуют густую сеть в породе (фиг. 3).

К хемогенно-обломочному типу относятся также слоистые глинистые известняки и мергели, образующие тонкое переслаивание с известняками, содержащими небольшую примесь глинистых частиц. Глинистые известняки и мергели, в которых глинистого материала до 60%, встречены в прослойках мощностью от нескольких до 10—15 см. Породы сложены пелитоморфным или тонкокристаллическим кальцитом с незначительной примесью (до 3—5%) доломита. Терригенный и глинистый материал распределен в породе неравномерно, подчеркивая горизонтальную слоистость. Различаются два типа прослоек: глинистые и алевролитоглинистые. В первых порода представлена пелитоморфным глинистым известняком или мергелем, обычно горизонтальнослоистым, часто рассланцованным. Такие прослойки наиболее распространены. В прослойках второго типа, обычно имеющих небольшие мощности (первые сантиметры),

отмечается повышенное количество алевритового кварцевого материала (до 3%) и кристалликов доломита той же размерности, что и кварцевые зерна. В некоторых прослойках ромбоэдри доломита составляют 10—15%.

Органогенно-обломочный тип. К этому типу отнесены онколитовые и строматолитовые известняки, состоящие из грубо- и тонкообломочного карбонатного материала и кальцита органогенного происхождения.

Онколитовые известняки, приуроченные к верхней части разреза дашкинской свиты, состоят из сгустков и цемента. Содержание нерастворимого остатка в них до 12%. Сгустки кальцита размерами 0,5—1,0 мм, реже в вытянутых формах до 2,0 мм, имеют ядро и слоистую каемку.



Фиг. 4. Трещины усыхания в органогенно-обломочном известняке. $\frac{9}{10}$ нат. величины

Ядро обычно состоит из окатанных обломков слоистых, строматолитовых или онколитовых известняков, как правило, претерпевших значительные вторичные преобразования: перекристаллизацию, окварцевание, образование кальцитовых кварцевых жилок. Количество онколитов превышает содержание цемента. В просмотренных образцах они составляют 60—65% породы. Цемент онколитовых известняков состоит из кальцита с зернами диаметром 0,01—0,02 мм, содержащего редкие кристаллики новообразованных доломита и кварца. При перекристаллизации кальцита его зерна увеличиваются в 2—3 раза. Порода рассекается системой жилок, мощностью не более 0,05 мм.

Строматолитовые известняки встречаются в виде прослоек мощностью не более 0,5—1 м в нижней и верхней частях дашкинской свиты, переслаиваясь с обломочными и слоистыми известняками. По определениям М. А. Семихатова (1962), строматолиты относятся к виду *Gymnosolen confragosus*, образующему столбики шириной 0,5—3 мм, высотой 5—15 см при высоте всей постройки до 1 м. Слойки состоят из тонкокристаллического кальцита (диаметр частиц 0,001 мм), образующего округлые сгустки диаметром до 0,08 мм. Примесь некарбонатного терригенного материала незначительна и представлена зернами кварца и полевых шпатов со средним диаметром обломков 0,05 мм.

Распространенные в органогенно-обломочных известняках трещины усыхания крупные ветвящиеся (фиг. 4).

Обломочный тип. К обломочному типу отнесены обломочные известняки и известково-глинистые сланцы.

Известняки явно обломочного происхождения разнообразны по механическому составу. Среди них выделяются псефитовые и псаммитовые разновидности. Псефитовые (известняковые конгломераты и гравелиты) распространены в виде прослоек мощностью 0,2—0,5 м, переслаивающихся со слоистыми и онколитовыми известняками. Галька в них представлена окатанными, уплощенными обломками тонкокристаллического известняка со следами перекристаллизации, доломитизации и окремнения. Диаметр галек достигает 2—5 см. Гравелиты характеризуются преобладанием окатанных и угловатых обломков известняка диаметром 1—5 мм. Цемент обломочных известняков состоит из мелких (<0,1 мм) обломков кальцита. Характер вторичных изменений в обломочных известняках аналогичен изменениям в породах органогенно-обломочного типа.

Известково-глинистые сланцы распространены в нижнем течении ручья Удерей, где они слагают среднюю часть разреза дашкинской свиты. Сланцы образуют пачку мощностью около 200 м. В них через каждые 30—50 м встречаются прослойки слоистых известняков мощностью до 1—5 м. Сланцы сложены буровато-серым глинистым веществом гидрослюдистого или хлорито-гидрослюдистого состава. Глинистое вещество распределено сгустками или образует агрегаты с мелкими зернами кальцита, содержание которого местами достигает 20%. Часть карбонатного материала раскристаллизована. В участках перекристаллизации размеры зерен кальцита около 0,01—0,02 мм. В сланцах встречается некоторое количество алевритового материала (до 4—7%), который представлен обломками кварца, полевых шпатов и редких чешуек слюд. По слоистости вместе с частью обломочного материала распространено органогенно-графитовое вещество и редкие кристаллики вторичного доломита.

2. СОЧЕТАНИЯ ПОРОД И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ

Слоистые известняки — преобладающие породы дашкинской свиты — образуют с другими типами пород несколько разновидностей сочетаний: 1) карбонатный флиш (?); 2) переслаивание с органогенно-обломочными и обломочными известняками; 3) переслаивание со сланцами (см. таблицу).

Распространение пород в разрезах дашкинской свиты

Пачки	Разновидности пород	Разрезы	
		руч. Удерей	р. Каменка
Верхняя	Слоистые известняки Онколитовые известняки Строматолитовые известняки Обломочные известняки	Преобладают Прослойки » »	Преобладают Прослойки » »
Средняя	Флишеподобные известняки Известково-глинистые сланцы Слоистые известняки	— — Преобладают Не более 10%	Преобладают — Не более 5%
Нижняя	Слоистые известняки Строматолитовые известняки Обломочные известняки	Преобладают Прослойки —	Преобладают Прослойки »

Карбонатный флиш приурочен к средней части разреза. В переслаивании участвуют слоистые известняки, слоистые глинистые известняки и мергели. Слоистые слабоглинистые известняки распространены в прослойках толщиной 2—25 см или образуют пласты до 0,8—2 м. Мелкие прослойки известняка чередуются с прослойками глинистого известняка

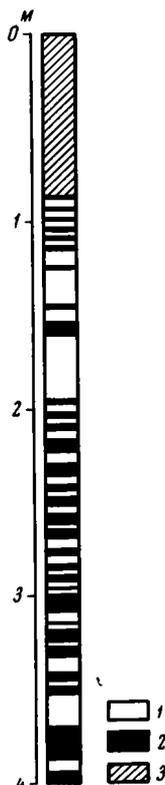
или мергеля примерно той же толщины (фиг. 5). Более мощные пласты слоистого известняка появляются в разрезе через 30—50 м. Такой тип переслаивания пород характерен для флиша, в том числе и для флиша, сложенного карбонатными породами. Так, Н. Б. Вассоевич (1948) для кампанского флиша района г. Новороссийска приводит следующий характер переслаивания (снизу): 1) известковистый косослойный песчаник; 2) известняк местами мергелистый или глинистый сверху с фукоидами; 3) мергель. В известняках дашкинской свиты отсутствует нижний член (песчаник), но в то же время занимающий его место известняк нередко имеет следы волнистой и пологокосой слоистости; в нем встречаются обломки известняка.

Чередование слоистых известняков и карбонатных пород других типов наиболее часто наблюдается в разрезе дашкинской свиты. В нижней части в слоистых известняках встречаются редкие прослойки и линзы известняковых конгломератов и гравелитов, обычно тяготеющие к основанию разреза свиты. Обычно с грубообломочными породами ассоциируют строматолитовые известняки. Количество органогенно-обломочных пород значительно увеличивается в верхней части разреза. Здесь онколитовые и строматолитовые известняки образуют прослойки мощностью до 0,5 м. Нередко они перекрывают гравелиты и конгломераты известнякового состава. Характерно, что в слоистых и органогенно-обломочных известняках этой части разреза чаще, чем в нижележащих породах, встречаются трещины усыхания.

К средней части дашкинской свиты приурочена пачка глинистых, глинисто-известковистых сланцев, в которых через 10—20 м встречаются пласты темно-серых слоистых известняков. Чередование пластов известняков и сланцев очень напоминает характер крупной ритмично-

Фиг. 5. Характер переслаивания в карбонатном флише (р. Каменка)

1 — массивные неяснослойные известняки; 2 — глинистые известняки (мергли); 3 — массивные слоистые известняки



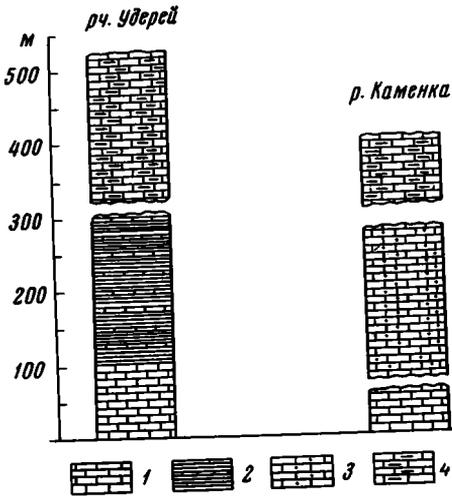
сти в карбонатном флише. Есть все основания предполагать, что это один стратиграфический горизонт, сложенный осадками различных фаций (фиг. 6). Карбонатные породы, содержащие обломки известняков и косую слоистость, вероятно, следует рассматривать как более мелководные образования по сравнению с глинистыми сланцами.

3. О ПРОИСХОЖДЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Рассматривая возможную фациальную обстановку образования выделенных типов и разновидностей пород дашкинской свиты, следует отметить несомненную мелководную среду накопления обломочных и онколитовых известняков, содержащих то или иное количество грубообломочного и псаммитового материала. Его особенностями являются: 1) известняковый состав; 2) наличие вторичных образований в обломках, возникших в размываемой породе; 3) хорошая окатанность обломков, которая свидетельствует о размыве уже сцементированных карбонатных пород в обстановке крупного морского бассейна. Тесная ассоциация строматолитовых известняков с обломочными карбонатными породами, присутствие в них трещин усыхания указывает на мелководные условия формирова-

ния. В ряде случаев удается наблюдать следы облекания водорослями неровностей глыб на дне.

Заслуживает внимания происхождение преобладающего в разрезе свиты типа хемогенно-обломочных известняков. Разновидности с горизонтальной или пологоволнистой слоистостью в значительной части образовались путем садки кальцита химическим путем. Таково, вероятно,



Фиг. 6. Характер насоления пород дашкинской свиты в бассейне р. Каменки
1 — слоистые известняки, 2 — известково-глинистые сланцы; 3 — карбонатный флиш; 4 — слоистые и органогенно-обломочные известняки

происхождение карбоната и в горизонтальнослоистых прослойках мергеля в карбонатном флише. Косо-слоистые известняки следует рассматривать как продукты преобразования осадка, в котором преобладал кальцит обломочного происхождения. Источниками этого кальцита могли являться: 1) илы хемогенного происхождения, 2) тонкообломочный материал, возникший при размыве известняков, слагающих берега бассейна и 3) обломки, поступающие с континента. Первые два способа вполне вероятны. Следы внутрислоевых размывов в пластах известняков, переходы различных типов слоистости в пределах одного слоя, а также наличие псефитовых и псаммитовых обломков известняков являются доказательствами этого. Предположение о возможном поступлении частичек кальцита с суши может рассматриваться как вероят-

ный вариант, основанный на существующих представлениях об отсутствии растительности и сухом климате на континенте в верхнем докембрии. В засушливой зоне в настоящее время происходит насыщение карбонатом кальция текучих вод и его существование в виде твердых суспензий в составе твердой части стока нижних течений таких рек как Сыр-Дарья, Дон и др. Н. М. Страхов (1951) для р. Сыр-Дарьи отмечает присутствие во взвесах карбоната кальция от 21,99 до 25,20%, а также некоторую примесь кальциево-магниево-соли (до 1,93%).

ВЫВОДЫ

Среди известняков дашкинской свиты распространены те же типы пород, которые известны в более молодых отложениях. Своеобразие проявляется лишь в том, что здесь преобладает хемогенно-обломочный тип. Накопление карбонатных илов органическим путем имело явно подчиненное значение. На примере дашкинской свиты видно, что формирование известковых илов происходило главным образом в мелководноморских условиях. Широкое распространение трещин усыхания в хемогенно- и органогенно-обломочных известняках свидетельствует о возможном периодическом осушении бассейна.

Рассматривая ассоциации пород, следует признать, что наиболее мелководными являются обломочные, органогенно-обломочные известняки, которые в глубь бассейна замещаются слоистыми известняками (в том числе карбонатным флишем) и известково-глинистыми сланцами.

Описанные особенности образования известняков характерны и для более древних карбонатных свит Енисейского края, хотя седимента-

ционные признаки в них значительно затушеваны вторичными процессами. Судя по литературным данным, хемогенно-обломочные известняки распространены и в докембрийских карбонатных толщах других районов Сибири (Мац, 1965 и др.): Оценка их участия в строении толщ, однако, требует специальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Саяно-Байкальского нагорья. Автореф. диссерт., 1965.
Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, 1962.
Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 124, серия геол., № 45, 1951.
Третьяков А. В. Стратиграфия и литология осадочных толщ верхнего докембрия юго-восточной окраины Енисейского кряжа. Автореф. диссерт., 1951.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит., 1950.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР
Новосибирск

Дата поступления
8.IV.1965

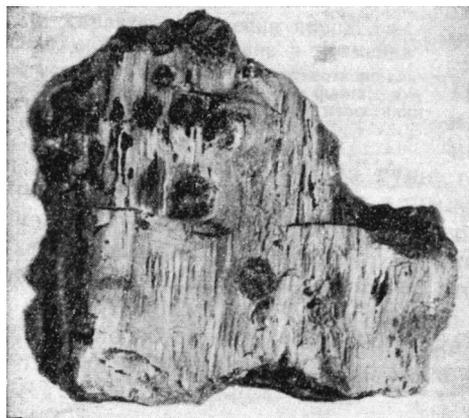
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.222(471.342)

ПРИРОДА РЫХЛЫХ ФИТОМОРФОЗ ВЯТСКО-КАМСКИХ ФОСФОРИТОВ

Н. П. СТАРКОВ

В валанжинских фосфоритах верховьев рек Камы и Вятки наряду с твердыми фосфатными фитоморфозами нередко встречаются очень рыхлые, пористые желтовато-белые фитоморфозы. В горных выработках они имеют светлую окраску, резко выделяющуюся на темно- или зеленовато-сером фоне вмещающих глауконитовых песчаных фосфоритов. В условиях переувлажнения вещество фитоморфоз разжижается, образуя глиноподобную, иногда сметанообразную массу. После высыхания псевдоморфозы несколько твердеют, отчетливо сохраняя строение древесины (фиг. 1). При растирании в руках они легко разрушаются, превращаясь в тонкий мучнистый порошок.

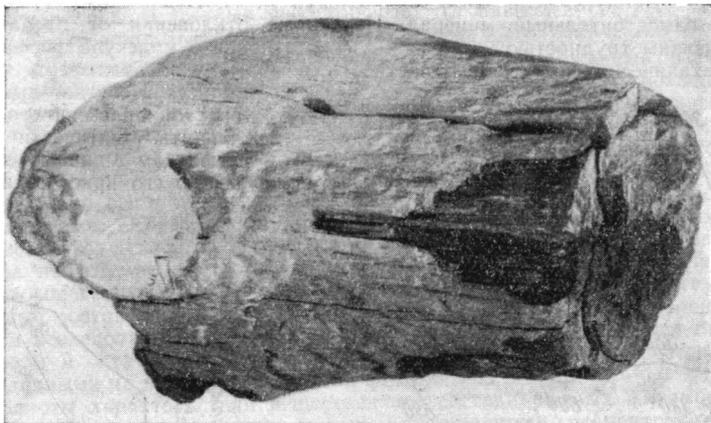


Фиг. 1. Желтовато-белая рыхлая фосфатная фитоморфоза. Темные крупные пятна — ядра из фосфорита, выполняющие отверстия, высверленные камнеточками. $\frac{4}{5}$ нат. величины

осветляется и становится рыхлой, пористой розовато-серого или желтовато-белого цвета (фиг. 2). Тонкий желтовато-белый налет можно заметить и на черных желваках фосфорита, фосфоритовых ядрах аццелл и других остатках. Это позволяет считать, что здесь мы имеем случай не слабого незаконченного окаменения древесины, на что указывала ранее Л. Н. Формозова (1952) для рыхлых олигоценовых фосфатных фитоморфоз Приаралья, а процесс обратный окаменению — выветривание. Известно, что процесс фосфатного замещения начинается с поверхности остатков (Бушинский, 1958) и распространяется далее на их внутреннюю часть. Поэтому неполноту замещения с большей вероятностью можно допустить для внутренней, осевой зоны ствола древесины, как это, например, наблюдается при замещении древесины волконскоитом Енцов и др., 1952), чем для внешних слоев.

Среди древесных остатков вятских фосфоритов, как указывал Н. Г. Кассин (1928), встречаются *Protopiceoxylon Edwardsi* Stopes. В споро-пыльцевом комплексе фосфоритов Кирсинского месторождения богато представлены виды семейства глейхениевых — *Gleichenia echinata* Bolch., *Triplex* Bolch. и др., а также *Woodsia* cf. *reticulata* Bolch., *Mohria striata* (Naum.) Bolch., *Lygodium* sp. Из хвойных обнаружены *Podozamites* sp. *Picea* sp., *Pinites* sp. и др. (определения А. А. Герасимовой).

Рыхлые и твердые фитоморфозы в одинаковой степени источены фолатами, отверстия после которых выполнены твердым черным фосфоритом с примесью глауконита. Высушенные на воздухе обломки рыхлых фитоморфоз при ссторожном расщеплении разделяются на волоконца, обладающие матовым блеском. При воздействии 2%-ным раствором HCl волоконца вскипают, обломки же твердых фитоморфоз остаются без

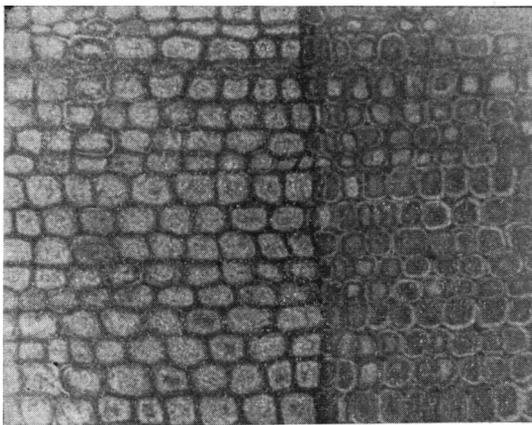


Фиг. 2. Темная твердая фосфатная фитоморфоза с осветленным, выветрелым внешним слоем. $\frac{5}{8}$ нат. величины

изменения. В ультрафиолетовых лучах рыхлая и твердая различия люминесцируют грязно-желтым цветом.

В иммерсии волокна рыхлых фитоморфоз выглядят как бледно-желтоватые, реже желтовато-серые трубочки толщиной 0,028 мм, представляющие собой окаменелые проводящие сосуды древесины. Трубочки выполнены метаколлоидным фосфатом, обладающим микроагрегатной поляризацией с низкой серой интерференционной окраской. Показатель преломления фосфата в трубочках непостоянен. Центральная часть бледно-желтоватых трубочек имеет $N_{ср} = 1,603$; их стенки — $N_{ср} = 1,614$. Желтовато-серые трубочки, пигментированные органическим веществом имеют $N_{ср} = 1,590$ (определения производились при $\lambda = 591$ мкм).

Степень раскристаллизации метаколлоидного фосфата различна. Наиболее раскристаллизованные участки трубочек имеют максимальный размер индивидов около 0,003 мм. Среди псевдоморфизирующего фосфата наблюдаются редкие мельчайшие волокнистые выделения с оранжевой интерференционной окраской, причапляющиеся гидрослоде. В шлифах, изготовленных из твердых фитоморфоз, поперек волокнистости древесины (фиг. 3), в зоне перехода от скаменелого слоя к рыхлому, отчетливо выражено клеточное строение древесины (сотовая структура) и сердцевинные лучи. В центре некоторых клеток сосредоточены углистые частицы, количество которых резко уменьшается (до полного исчезновения) во внешнем рыхлом слое фитоморфозы.



Фиг. 3. Поперечный срез окаменелой древесины из зоны перехода от твердого слоя к рыхлому

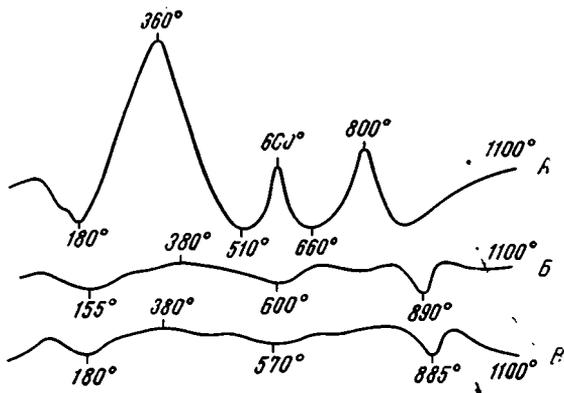
За счет неоднородного выноса органических веществ видна граница между годичными слоями. Стенки и центральная часть трахей выполнены фосфатом, отличающимся по показателю преломления. Без анализатора, увел. 200

Оптические свойства фосфатизированных клеток также непостоянны. Желто-бурые стенки обычно представлены изотропным или слабо поляризующим фосфатом, внутренняя же часть клеток заполнена более высоко поляризующим мелкокристаллическим фосфатом, с более высоким показателем преломления. В продольных срезах твердых фитоморфоз углистые частицы расположены в виде субпараллельных цепочек, заполняющих середину проводящих

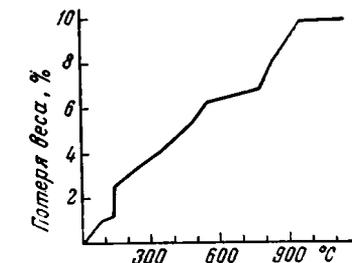
сосудов. Большая часть сосудов их лишена. В качестве примеси здесь встречаются мельчайшие сферолиты халцедона, линии которого отражены на рентгенограмме.

Химический анализ рыхлой фитоморфозы (см. таблицу) показал, что фосфат составляет основу, другие же компоненты присутствуют в качестве примесей.

Формула фосфатного минерала рыхлой фитоморфозы имеет следующий вид: $\text{Ca}_{9,4}\text{P}_{4,8}\text{C}_{1,2}\text{O}_{23,8}\text{F}_2(\text{OH})_{0,9}$. Она довольно точно отвечает формуле курскита $\text{Ca}_{10}\text{P}_{4,8}\text{C}_{1,2}\text{O}_{22,8}\text{F}_2(\text{OH})_{1,2}$, если последний, следуя Г. И. Бушинскому (1958), рассматривать как самостоятельный минерал. Некоторые отклонения от идеализированной формулы вызваны трудностью учета изоморфизма ионов в молекуле фосфата, а также наличием механических примесей. В частности, в формулу вошли известь и CO_2 , находящиеся в составе высокодисперсного тонкорассеянного свободного кальцита. Оптически кальцит в фосфатном минерале не установлен, но его присутствие легко об-



Фиг. 4. Термограммы фосфатных фитоморфоз. А — черная твердая фитоморфоза; Б, В — желтовато-белая рыхлая фитоморфоза



Фиг. 5. Кривая потери веса рыхлой фитоморфозы

наруживается термографически по характерной остановке при температуре 885—890° (фиг. 4, Б, В). Примесь тонкодисперсного кальцита в фосфоритах, как известно, представляет собой обычное явление. Количественный учет кальцита был произведен нами термовесовым методом и составил 6,3%. Для этого фиксировались общие потери веса фосфатной фитоморфозы при нагревании (фиг. 5), а также определялась потеря в интервале температур 790—990°, в пределах которого полностью произошла диссоциация кальцита. После выведения из состава фосфата примеси кальция формула его

принимает следующий измененный вид: $\text{Ca}_{10}\text{P}_{5,7}\text{C}_{0,7}\text{O}_{22,3}\text{F}_{2,3}(\text{OH})$. Однако и в этом виде она не отвечает точно какой-либо из распространенных формул фосфатов в связи с недостаточным учетом всех примесей и форм их нахождения.

Наличие в химическом составе фитоморфозы небольших количеств SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , H_2O и других окислов, а также появление на термограммах (см. фиг. 4, Б, В) незначительных эффектов при температурах 155—180 и 570—600° подтверждают оптические определения и указывают на примесь в ней гидрослюды. Присутствие глинистого минерала обнаруживается также наблюдениями под электронным микроскопом. Видимые в поле зрения полупросвечивающие в краях пластинки, расположенные среди массы неправильных угловатых черных фосфатных частиц, принадлежат, несомненно, глинистому минералу. Учет ничтожно малых количеств $\text{C}_{\text{орг}}$ и воды, находящихся в гидрослюде, практически мало изменяют формулу.

Химический состав фитоморфоз вятско-камских фосфоритов, вес. %

Компоненты	Содержание		Компоненты	Содержание	
	1	2		1	2
SiO_2	1,74	0,1	P_2O_5	32,92	32,07
TiO_2	0,11	—	$\text{C}_{\text{орг}}$	0,04	—
Al_2O_3	1,95	—	F	3,58	4,48
Fe_2O_3	4,38	—	CO_2	4,71	5,45
MnO	0,48	—	H_2O^+	1,42	Сл.
MgO	1,40	—	H_2O^-	0,52	»
CaO	48,60	49,03	SO_3	Нет	»
Na_2O	0,11	—			
K_2O	0,78	—			

У светлой фитоморфозы $\text{CaO} : \text{P}_2\text{O}_5 = 1,48$; $\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5 = 0,11$; $\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5 = 0,14$. Уд. вес = 2,91.

Примечание. 1 — рыхлая фитоморфоза Кирсинского месторождения; аналитик В. А. Истомина; 2 — твердая фитоморфоза вятско-камского месторождения, по Р. П. Озерову и др. (1956).

но, глинистому минералу. Учет ничтожно малых количеств $\text{C}_{\text{орг}}$ и воды, находящихся в гидрослюде, практически мало изменяют формулу.

С целью уточнения природы исследуемого фосфата был произведен рентгеноструктурный анализ, который дал размеры кристаллической решетки по оси $a = 9,28 \text{ \AA}$, по оси $c = 6,86 \text{ \AA}$. Отношение $c : a = 0,739$. Указанные значения параметров решетки, а также количество CO_2 в минерале позволяют отнести фосфат рыхлой фитоморфозы

по классификации Р. П. Озерова, Л. Б. Гриншпана и Г. И. Бушинского (1956), к курскиту. Этим минералом, как известно, сложены твердые фитоморфозы фосфоритов Верхнекамского месторождения (Озеров и др., 1956). Таким образом, вещественный состав фосфата рыхлых и исходных твердых фитоморфоз идентичен.

Несмотря на одинаковую природу псевдоморфизирующего фосфата, твердые и рыхлые фитоморфозы несколько отличаются друг от друга по своему вещественному составу. Главным отличием — это разное количественное и качественное содержание в них органической примеси. В рыхлых фитоморфозах (в наиболее светлых их разностях) процент $C_{орг}$ ничтожен. В твердых же фитоморфозах его количество резко увеличивается, о чем свидетельствуют исключительно резко выраженные экзотермические эффекты на кривой нагревания (см. фиг. 4, А). Характер термограмм позволяет выявить и качественное различие в составе органического вещества. В твердых фитоморфозах наблюдается его выгорание в три приема. Наибольший экзотермический пик при температуре 360° отвечает выгоранию нерастворимого низкотемпературного органического вещества битумного ряда (Гмид, 1955). При температурах 600 и 800° происходит соответственно выгорание органического вещества гуминового ряда и остаточного углистого вещества. Очень слабая экзотермическая остановка на кривых нагревания рыхлых фитоморфоз (см. фиг. 4, Б, В) при температуре 380° указывает на присутствие лишь следов низкотемпературного нерастворимого органического вещества битумного ряда. Гуминовое вещество и углистые частицы здесь полностью отсутствуют.

Различный состав органического вещества в фосфоритах был выявлен детальными химическими исследованиями В. А. Казариновой (1939), обнаружившей битумы, гуминовые кислоты и остаточное углистое вещество, что хорошо согласуется с термографическими данными на примере фосфатных фитоморфоз.

Для полноты характеристики вещественного состава рыхлых фитоморфоз укажем на присутствие в них следующих малых (акцессорных) элементов, определенных спектральным полуколичественным методом (вес. %): Sr 0,08; Ba 0,06; Ti 0,03; Mn 0,3; V 0,001; Cu 0,001; Ni 0,003; Co 0,001; Pb 0,003; Ga 0,001; Be 0,0006; Cr 0,03. Большая часть этих элементов свойственна фосфатным фитоморфозам и фосфоритам других месторождений (Формозова, 1952; Бушинский, 1958).

Рассмотрев вещественный состав желтовато-белых фитоморфоз, укажем на причину их пористости и рыхлости. Как видно из таблицы, содержания основных компонентов — P_2O_5 , CaO, F — в составе рыхлой и твердой псевдоморфоз практически совпадают. Следовательно, в процессе химического разложения исходной плотной фосфатизированной древесины дефосфатизации не наступает. Метакolloидный фосфат, как и эндогенный апатит, в зоне гипергенеза остается минералом стойким и не претерпевает химического разложения. Изменению подвержена лишь органическая составная фитоморфозы — обуглившаяся древесина. В процессе выветривания углистого вещества, как указывает Г. Л. Стадников (1937) для поверхностных пластов каменного угля, снижается общее содержание углерода и водорода и увеличивается содержание кислорода. При этом каменные угли утрачивают свой блеск и рассыпаются в землистую порошкообразную массу. В нашем случае углистое вещество как составная часть твердых фосфатных фитоморфоз также подвергается подобному разрушению и выносятся. Этим обусловлены, с одной стороны, пористость, рыхлость и общее осветление фитоморфоз, с другой — сохранение формы древесного остатка.

Изученные рыхлые псевдоморфозы отличаются от обычных псевдоморфоз вторичными гипергенными преобразованиями, поэтому в существующей классификации псевдоморфоз Ю. М. Абрамовича (1957) следует выделить новый классификационный признак — степень сохранности. В этом случае наши псевдоморфозы должны быть отнесены к выветрелым, пористым полиминеральным фитоморфозам замещения.

В связи с выветриванием фитоморфоз и фосфоритов Верхнекамского месторождения, содержащих в значительных количествах органическую примесь, следует обратить внимание на практическую сторону вопроса. В разрабатываемом фосфоритном слое разрыхленный выветриванием фосфат при мокром способе обогащения фосфоритов отмывается и уходит в отвал. В последнем за счет этого, а также за счет более крупных зерен фосфорита, содержится несколько процентов P_2O_5 . Таким образом, выветривание органической примеси в фосфоритах оказывает косвенно отрицательное влияние на общий процент выхода фосфоритного концентрата.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю. М. Некоторые вопросы классификации псевдоморфоз (типы псевдоморфоз). В сб. «Тезисы докл. геол. фак. Пермского ун-та», Пермь, 1957.
- Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1954.
- Бушинский Г. И. Фосфатные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II. Гостоптехиздат, 1958.
- Гмид Л. П. К минералогии глинистых пород чокрака и карагана Северо-Восточного Кавказа. Геол. сб. НИТО нефт. ВНИГРИ, № 1, 1955.
- Енцов Г. И., Игнатьев Н. А. и Старков Н. П. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 81, № 3, 1952.

- Казаринова В. А. Органическое вещество фосфоритов. В кн. «Агрономические руды СССР», т. V, ГОНТИ, 1939.
- Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР Лист 107. Тр. Геол. ком-та. Нов. сер., 158, 1928.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. ГОНТИ, 1957.
- Озеров Р. П., Гриншпан Л. Б. и Бушинский Г. И. Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 35, № 3, 1956.
- Стадников Г. Л. Происхождение углей и нефти. Изд. АН СССР, 1937.
- Старков Н. П. Монтмориллонит-гидрослюдистые глины Кирсинского месторождения и их применение в нефтяной промышленности. Докл. I научн. сес. Уральск. координац. совета, Пермь, 1963.
- Формозова Л. Н. Фосфатные фитоморфозы из оолитовых бурых железняков Приаралья. Докл. АН СССР, т. 86, № 1, 1952.
- Червинский В. Н. Фосфориты Украины. Материалы для изучения производит. сил России, № 3, 1919.

Пермский госуниверситет

Дата поступления
19.II.1964

УДК 551.796+553.21 (571.5)

О ПРИПЛОТИКОВОМ ЭЛЮВИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВЛИЯНИИ ЕГО НА КОНЦЕНТРАЦИЮ АЛМАЗОВ В РОССЫПЯХ

Б. И. ПРОКОПЧУК

Многие исследователи, изучавшие россыпи золота на Северо-Востоке СССР, отметили, что иногда аллювиальные отложения залегают не на коренных породах, а на своеобразной рыхлой подстилке, которая генетической связи с аллювием не имеет. Ее образование они связывают с выветриванием пород под аллювием в суровых климатических условиях (Дмитриев, 1945; Пресняков, 1930). Наиболее обстоятельно эти отложения под названием «долинного элювия» описаны Н. В. Шило.

При поисках алмазов на северо-востоке Сибирской платформы нами также обнаружены подобные образования, причем установлено, что в них содержится значительное количество алмазов.

Термин «долинный элювий», предложенный Н. В. Шило, нам кажется неудачным, так как он не четко обозначает место образования элювия. Мы предполагаем называть эти отложения «приплотиковым элювием», так как последний обычно залегают на плотике под аллювиальной россыпью.

Строение приплотикового элювия различно на разных участках и зависит от состава коренных пород, мощности и состава перекрывающего аллювия, глубины и режима рек, длительности его образования. На карбонатных породах синия и кембрия в описываемом районе приплотиковый элювий имеет следующее строение: на неразрушенных породах лежит слой трещиноватых известняков или доломитов мощностью 20—50 см. Третины частично тектонического происхождения, частично образовавшиеся в результате морозного выветривания. Зона трещиноватых пород постепенно сменяется щебенчато-глинистой зоной (10—20 см), а затем глинистой (10—30 см). В верхней глинистой зоне наблюдается редкая щебенка известняков, залегающих ниже, и редкая галька из перекрывающих галечников. Нижняя и верхняя границы приплотикового элювия ровные. На одних участках русла наблюдаются все три зоны, на других — только две (без верхней глинистой).

Средняя видимая мощность приплотикового элювия на карбонатных породах колеблется в пределах 0,3—0,6 м. Он выделяется и своим цветом. По сравнению с коренными известняками и доломитами, окрашенными в желто-серые и серые тона, приплотиковый элювий в нижней части окрашен в бурый и серо-бурый цвет, в верхней — в белесые тона.

Характерный разрез приплотикового элювия, развитого на песчаниках, изучен нами в бассейне р. Арылах-Сээнэ (левый приток р. Молодо). Здесь на песчаниках бата, под галечниками современного элювия вскрыта прослойка глинистого песка мощностью 0,3 м. По минеральному составу он сходен с подстилающими песчаниками. Отмечена лишь несколько большая степень его ожелезнения.

В бассейне р. Бычкы (левый приток Лены) на алевролитах бата под галечниками современного аллювия вскрыт слой приплотикового элювия мощностью 0,3 м, сложенный (снизу) трещиноватыми алевролитами (10—20 см), перекрытыми вязкими глинами (5—40 см). Такой же разрез вскрыт под аллювием первой и второй надпойменных террас р. Бычкы.

На плотных долеритах (траппах) приплотиковый элювий нигде не обнаружен.

На участках, где нет аллювия, приплотиковый элювий также не отмечен. Наибольшая мощность элювия наблюдалась при мощности аллювия не более 1 м, причем большая мощность была на карбонатных породах палеозоя, меньшая на песчано-глинистых образованиях мезозоя. Если аллювий представлен галечниками, мощность приплотикового элювия больше, при песчаном аллювии она значительно меньше. При всех равных условиях эта разница достигает соотношения 2:1. Как пример можно привести разрез приплотикового элювия на р. Моторчуне в устье р. Оттох. Здесь имеется островная коса, высота которой в межень до 0,8 м. Коса заливается в паводок ежегодно. Головная часть сложена галечниками, хвостовая — песками. Мощность аллювия везде составляет 1 м, мощность же приплотикового элювия, развитого на одних и тех же известняках, в головной части косы 0,6 м, в хвостовой 0,2 м, хотя тип элювия один и тот же.

Было отмечено, что наибольшая мощность приплотикового элювия наблюдается на мелких реках, промерзающих до дна, и на участках крупных рек (перекатах, отмелях), замерзающих на длительное время. В трещинах плотика в процессе морозного выветривания образуется щебнистый элювий. Летом он разрушается водами (химическое выветривание), проникающими сквозь слой аллювия. Повторение этих процессов приводит к образованию в некоторых случаях глинистого элювия на карбонатных породах.

Однако такой процесс не может происходить в тех случаях, если толща аллюзия будет мощная и летом оттаит лишь ее верхняя часть, а нижняя и плотик будут скованы многолетней мерзлотой, или если аллювиальный слой и плотик не будут подвергаться сезонным промерзаниям и оттаиваниям (в местах плесов и на крупных реках). Здесь отсутствует морозное выветривание и не происходит разрушения плотика. Слой элювия будет маломощный, едва заметный, так как в его формировании принимают участие только химические агенты.

На приплотиковый элювий было обращено внимание при поисках алмазов, так как содержания их в россыпях в одних и тех же гидродинамических условиях на одном и том же расстоянии от источника сноса были различны. Если принять за единицу содержание алмазов в приплотиковой части аллювия, где элювия нет, то на участках с хорошо развитым приплотиковым глинистым элювием содержание алмазов в несколько раз выше. На р. Муне было проведено послойное опробование разреза аллювия и элювия. Алмазы здесь распределяются следующим образом:

Интервалы опробования, см	Содержание алмазов, %	Вес алмазов, %
Аллювий 0—30	2	0,5
30—60	16	9,5
60—90	20	17
Приплотиковый аллювий	62	73

На р. Моторчуне было отмечено, что в приплотиковом элювии алмазы визуально встречались чаще, чем в аллювиальных образованиях. При поисковых работах на реках Молодо и Экит обнаружено, что шлиховые пробы, отобранные с приплотикового элювия, содержат минералов тяжелой фракции, и в том числе минералов — спутников алмаза значительно больше, чем пробы из аллювия.

Таким образом, можно говорить о приплотиковом элювии как об «уловителе» алмазов. Алмазы, проникающие сквозь толщу аллювия в силу большого удельного веса, задерживаются в глинистом элювии.

Изучение приплотикового элювия, как видно из изложенного, имеет большое практическое значение, так как позволяет выделять районы, перспективные на поиски обогащенных россыпей. На северо-востоке Сибирской платформы наиболее важны зоны развития приплотикового элювия глинистого состава, так как именно к ним приурочены наибольшие концентрации алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриев Т. Н. Документация и изучение плотика россыпей на приисках Дальстроя. Колыма, № 9, 1945.
- Пресняков Е. А. Геологический очерк окрестностей курорта Молоковки близ Читы. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, № 3, 1930.
- Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. Сов. геология, № 53, 1956.

Всесоюзный аэрогеологический трест
Москва

Дата поступления
23.III.1965

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

П. В. ФЛОРЕНСКИЙ

Ольдойский прогиб, расположенный в верхней части бассейна Амура, имеет северо-восточное простирание и является одним из мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. Изложенные материалы получены при полевых исследованиях в юго-западной части прогиба, на правобережье Амура. Его геологическое строение, стратиграфия и литология изложены в работах М. С. Нагибиной (1958, 1963), Г. П. Леонова (1959) и др.

Мощность юрских отложений в Ольдойском прогибе возрастает к его центральной части от 1000 до 4000 м. Вся толща неравномерно смята в складки, осложненные многочисленными разрывными нарушениями, с которыми местами связаны дайки диабазов и небольшие интрузии гранитоидов. Специфика геологической истории прогиба, имеющей черты как геосинклинального, так и платформенного режима, позволила отнести Ольдойский прогиб к особым структурным формам, для которых характерно накопление мощных терригенных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ мезозойского возраста в локальных прогибах, заложенных на древнем складчатом основании. Прогрессивное погружение формировавшихся в них отложений вплоть до зоны относительно высокого давления и повышенной температуры обусловило широкое развитие процессов эпигенеза, приведших к изменению состава и структуры пород (Копелиович, 1960; Копелиович и др., 1961, 1963; Косовская, 1960).

В сланцах эпигенетические процессы развиваются преимущественно за счет выжимания поровой жидкости, а в конгломератах — за счет структурного преобразования цемента. В песчаниках эти процессы сопровождаются наиболее заметным общим изменением структуры и состава.

Широко распространенные в Ольдойском прогибе песчаники представлены в основном среднеотсортированными крупно- и мелкозернистыми разностями. По петрографическому составу обломков, которые обычно плохо окатаны, песчаники можно разделить на граувакковые, аркозовые и вулканогенно-осадочные. Наиболее распространены граувакковые песчаники, в которых преобладают обломки метаморфических пород — кварцитов, сланцев, мраморов и роговиков; более мелкие частицы представлены кварцем с облачным угасанием и сильно разрушенными полевыми шпатами, присутствует некоторое количество вулканогенных пород.

Аркозовые песчаники обычны в низах разреза в юго-восточной части прогиба, примыкающей к Приаргунскому поднятию, сложенному гранитоидами. Для них характерны кварц, полевые шпаты, биотит, а также эпидот, брукит, турмалин, магнетит и циркон. Полевые шпаты представлены ортоклазом и кислыми разностями плагноклаза (№ 27—30) и крайне редко встречающимся пертитом и микроклином.

Третья группа песчаников, распространенная в верхней части разреза, связана с эффузивным магматизмом, особенно сильно проявившимся на территории современного Большого Хингана во время формирования прогиба. Они сложены обломками кислых (липарита, кварцевых и полевошпатовых порфиров), средних и основных эффузивов (порфиритов, базальтов и диабазов) и вулканических стекол. Присутствует также незначительное количество обломков, свойственных граувакковым и аркозовым песчаникам.

Цемент песчаников различается как по составу, так и по структуре; встречается слюдисто-кварцевый пленочный, слюдисто-кварцево-кальцитовый пленочный и поровый, кальцитовый поровый и отмеченный в единичных случаях кальцитовый базальный цемент. Количество его колеблется от 10 до 25, изредка до 30—40%.

Эпигенетические структуры развиваются под действием целого ряда факторов, среди которых важная роль принадлежит гравитационному давлению вышележащих пород, постепенно возрастающему сверху вниз и действующему длительное время, и напряжениям, возникающим при тектонических процессах, действие которых постоянно и сравнительно кратковременно, однако оно намного больше гравитационного давления. Действие этих факторов фиксируется в породе различными изменениями, общей тенденцией которых является развитие структур с наиболее плотным расположением обломочных частиц. Эпигенетические структуры, встреченные в описываемом районе, можно разделить на следующие группы: регенерации, растворения под давлением, минеральных новообразований и структур, сопровождающихся деформацией обломков. При этом, если первые группы структур могут образоваться и при постепенных перегруппировках материала при умеренном давлении, то для структур, связанных с деформацией обломков, требуются резкие, но очень сильные напряжения, которые характерны для зон разломов и интенсивной складчатости.

Регенерационные структуры. Регенерационные структуры довольно обычны по всему разрезу, однако значение их не очень велико. Наиболее заметна регенерация кварца и полевых шпатов. Новообразованная каемка имеет обычно ту же оптическую ориентировку, что и зерно, вокруг которого она образовалась; нередко в результате



Фиг. 1. Конформация и инкорпорация кварца, сопровождающаяся микростилолитами
Диаметр 1 мм, николи +



Фиг. 2. Стилолитовый шев по краю обломка кислого эффузива
Край эффузива смят и обогащен железистым минералом. Диаметр 2 мм, николи +



Фиг. 3. Бурые слюдяные минералы, развивающиеся между конформированными обломками
Диаметр 2 мм, николи +



Фиг. 4. Частично растресканное и деформированное зерно плагиоклаза
Диаметр 3 мм, николи +

сочетания структур регенерационных и уплотнения в песчаниках возникают кварцито-подобные псевдогранобластовые структуры. Значительно чаще происходит нарастание новообразований кварца на обломках кварцита, кремнистых пород и бластически перекристаллизованного кварца. При этом беспорядочная ориентировка частиц кварца в кварците вызывает аналогичное явление и в новообразованной части.

Структуры растерения под давлением. Структуры этого типа были детально изучены А. В. Копелиовичем (1960), который разделил их на конформные, инкорпорационные и стилолитовые. Именно эти структуры, особенно широко развитые в песчаниках района, определяют их облик. В их формировании решающую роль сыграло гравитационное давление вышележащих пород, действовавшее длительное время.

Конформные структуры, встречающиеся по всему разрезу, характеризуются плавным сопряжением кварца и полевых шпатов, а также метаморфических и эффузивных пород; так что очертания одного обломка на большом протяжении соответствуют очертаниям другого. Иногда вдоль контакта наблюдаются отложения слюдястого минерала, когда же он отсутствует, то зерна прилегают друг к другу настолько плотно, что их можно отличить лишь при скрещенных николях (фиг. 1). Наиболее подвержены конформации обломки горных пород — кварцитовых сланцев, кварцитов, в меньшей степени — кварца и менее всего — различных полевых шпатов. Конформация обломков эффузивов отличается рядом специфических черт, обусловленных сравнительно легким растворением содержащегося в них кремнезема, приводящего к относительному обогащению их железистыми соединениями. Реликт такого эффузива оказывается состоящим из непрозрачного железистого вещества с находящимися в нем лейстами полевых шпатов.

Инкорпорационные структуры менее широко распространены, чем конформные и чаще встречаются в более древних свитах. Характеризуются они тем, что одно зерно проникает далеко в пределы другого на глубину до 0,1 мм. Для этих структур также характерно полное соответствие форм соприкасающихся зерен; иногда вдоль контакта развиваются чешуйки слюдястых минералов или микростилолиты. Степень инкорпорационного внедрения неравномерна для зерен различного состава; так же, как и конформации, ей наиболее подвержены эффузивы, агрегатные обломки, менее — кварц и еще менее — полевые шпаты. Образование инкорпорационных структур определяется различной растворимостью соприкасающихся зерен.

Микростилолитовые структуры весьма обычны по всему разрезу. Они образуются при соприкосновении обломков кварца, кислых плагиноклазов, ортоклаза, кварцитовых сланцев, кварцитов и особенно при соприкосновении эффузивов (фиг. 2). Стилолиты нередко сопровождают конформную и инкорпорационную структуру. Морфологически они распадаются на две группы: одним сопутствуют минеральные новообразования, а другим нет. Стилолитовые швы представляют собой в шлифе зазубренную или волнистую линию, с зубчиками, клиновидно суживающимися к окончанию и внедряющимися в прилегающее зерно (см. фиг. 1). Протяженность микростилолитовых швов в зависимости от величины поверхности соприкосновения колеблется от 0,01 до 0,4 мм. Шипы направлены под различными углами к поверхности зерна, но в общем субпараллельны друг другу. Когда пленка-прокладка отсутствует, микростилолиты обнаруживаются лишь при скрещенных николях благодаря различной оптической ориентировке частиц. Состав пленки-прокладки, наблюдающейся иногда по поверхности стилолитизации, определяется цементом, реликтом, которого она является, и составом прилегающего зерна; поэтому пленки бывают глинисто-серицитовые, железистые, углистые. Наиболее характерны пленки новообразованных буроватых слюдястых минералов, плеохроирующих в желтоватых тонах, типа стильномелана. Они полностью повторяют извилистость стилолитовой поверхности и вероятно, частично замещают соприкасающиеся обломки. Слюдистая пленка нередко представляет собой монокристаллическое образование, вследствие чего по всей зоне наступает одновременное погасание. Микростилолитовые структуры с новообразованием протягиваются как между обломками (фиг. 3), так и в пределах контактов целого ряда зерен.

Стилолитовые структуры большой протяженности наблюдаются довольно редко. Они представляют собой тонкие (до 0,04 мм) волнистые, реже зазубренные слюдястые или слабо углистые пленки, по которым одна часть породы соприкасается с другой. По-видимому, структуры такого рода развиваются по трещинам или прослойкам, устланым углистым веществом или глинистыми минералами, преобразовавшимися в слюдястые образования.

Минеральные новообразования. Из минеральных новообразований наиболее широко развиты слюдястые минералы желтого цвета, плеохроирующие в буроватых тонах типа стильномелана, располагающиеся не только по микростилолитовым поверхностям, но и в порах, нередко замещаю обломки (см. фиг. 3).

Наряду с первичным мусковитом присутствует и эпигенетический, замещающий полевые шпаты и биотит; последний при этом светлеет по краям или полностью и в нем образуются комочки лейкоксена. Наряду с разрушенным биотитом весьма обычны и его свежие зерна. Отмечены также новообразованные хлориты типа пеннина, зеленчатые или бесцветные, интерферирующие в индигово-синих тонах, отмеченные в отдельных образцах, и эпидот, образующийся по плагиноклазам. Происхождение его хорошо ограниченных кристаллов размером до 0,05 мм связано, возможно, с метаморфизмом под влиянием расположенных неподалеку, в зоне Приаргунского разлома, даек. В зонах мощных разломов встречается также барит.

Структуры, сопровождающиеся деформацией обломков встречаются в особенно активных в тектоническом отношении участках, каковыми, в частности, являются зоны, прилежащие к Приаргунскому разлому.

Механические деформации по-разному проявляются в частицах различного состава. Обломки кварца и полевых шпатов приобретают волнистое угасание, а в отдельных случаях растрескиваются на мелкие клинья, между которыми отлагаются слюдястые минералы и халцедон (фиг. 4, 5). Обломки эффузивов, особенно кислых, стекловатых, благодаря своей пластичности, приобретают форму, полностью отвещающую очертаниям соседних непластичных частиц (см. фиг. 2); пластинки биотита оказываются изогнутыми.



Фиг. 5. Раздавленное зерно кварца
Диаметр 2 мкм

В весьма узкой зоне, приуроченной к северо-восточной части Приаргунского разлома, встречаются бластические структуры. Чрезвычайно редко здесь же развиваются структуры дифференциального скольжения (Копелиович и Симанович, 1963).

Эпигенетические структуры связаны между собой, они наблюдаются в одних и тех же образцах и представлены многочисленными переходами. Так, например, при конформации и инкорпорации постоянно наблюдаются микростолиты; в приразломовых зонах можно найти также сочетание конформных, инкорпорационных структур и структур, сопровождающихся деформацией. Это сочетание в песчаниках Ольдойского прогиба позволяет думать, что они пережили стадию глубинного эпигенеза.

Условия образования эпигенетических структур и, в частности, структур растворения под давлением достаточно изучены (Копелиович, 1960). Установле-

но, что повышенной растворимостью обладают соприкасающиеся участки зерен, находящиеся под аномально повышенным давлением. Возникающее в результате этого выборочное растворение приводит к уплотнению упаковки обломков и образованию эпигенетических структур, процессы возникновения и роста которых протекают в условиях, определяемых в первую очередь временем, давлением и температурой. Возникновение этих структур наблюдается с глубины 1—1,5 км; их развитие протекает до тех пор, пока давление, испытываемое обломками, будет способствовать их растворению. По мере уплотнения происходит постепенное исчезновение точечных контактов благодаря увеличению поверхностей соприкосновения как в результате избирательного растворения, так и регенерации зерен. Вследствие этого сокращается давление в контактах и уменьшается растворимость зерен. По достижении уровня, соответствующего данным термодинамическим условиям, растворение приостанавливается. Эти процессы протекают по мере погружения до такой глубины, на которой пористость и проницаемость породы уменьшится до величин, свойственных метаморфическим породам.

Для платформенных и геосинклинальных отложений характерны различные сочетания эпигенетических структур (Копелиович, 1961; Коссовская, 1960). Так, в платформенных отложениях, мощности которых меньше, структуры растворения под давлением широко развиты лишь в докембрийских породах; в более молодых породах преобладает регенерация обломков. На геосинклинальных же комплексах сказываются наложенные влияния и в мезозойских отложениях широко распространены структуры растворения под давлением, отличающиеся от платформенных слабым развитием микростолитовых поверхностей; однако здесь широко развиваются бластические структуры и в участках особенно сильно напряженных структуры дифференциального скольжения и растрескивания зерен.

В песчаниках Ольдойского прогиба помимо регенерации присутствуют, несмотря на их мезозойский возраст, структуры растворения под давлением и растрескивания. Однако почти полное отсутствие структур дифференциального скольжения и лишь локальное распространение бластических структур не позволяют постседиментационное преобразование песчаников Ольдойского прогиба считать типично геосинклинальным. Наблюдается сочетание структур, свойственных, с одной стороны, геосинклинальным, с другой — платформенным областям. По-видимому, такое двойственное сочетание эпигенетических структур в какой-то степени отражает двойственность геологической истории и тектонической структуры Ольдойского прогиба (Нагибина, 1963).

Автор глубоко благодарен В. С. Чайковскому, руководившему сбором материалов в поле, В. С. Князеву, руководившему микроскопическим изучением, а также М. С. Нагибиной.

- Вопросы геологического строения и инженерно-геологической характеристики долины Верхнего Амура. Сб. статей, 1962.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1960.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутлов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1961.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчанистых иотнийских толщах Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- Коссовская А. Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенных и геосинклинальных областей. Докл. АН СССР, г. 130, № 1, 1960.
- Леонов Г. П. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Верхнего Амура. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, вып. 5, 1959.
- Нагибина М. С. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений бассейна верхнего течения р. Амура. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1958.
- Нагибина М. С. Впадины и прогибы Восточноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92, 1963.
- О вторичных изменениях осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.

Институт нефтехимической
и газовой промышленности
г. Москва

Дата поступления
18.I.1965

УДК 552.18+552.52 (477.7)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИН КАРТАМЫШСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОЙ УКРАИНЫ

О. В. ЗАРИЦКАЯ

Картамышская свита (свита медистых песчаников) нижней перми, являющаяся одним из основных продуктивных горизонтов Восточно-украинского нефтегазоносного бассейна, представлена чередующимися пластами глин, алевролитов, песчаников и маломощными слоями доломитов и ангидритов. Суммарное содержание глинистых пород в разрезе свиты достигает 50—70%. Знание минерального состава глин и пелитовой фракции песчано-алевритовых пород необходимо при оценке коллекторских свойств продуктивной толщи (Саркисян, 1958). Несмотря на значительное количество работ, посвященных литологии нижней перми (Нестеренко, 1956; Рябых, 1957; Савич-Заблоцкий, Лапкин, 1948; Шалыт, 1939, и др.), специального комплексного минерального изучения глин до настоящего времени проведено не было.

Исследование глинистых отложений проводилось автором на фоне общего фациального изучения картамышской свиты, сопровождавшегося минералого-петрографической характеристикой генетически связанных с глинами песчано-алевритовых пород-коллекторов.

Глинистые породы были изучены в районе в пределах Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин, а также по керну многочисленных скважин, пробуренных на разведочных площадях северо-западных окраин Донбасса и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (Покровской, Славянской, Дробышево-Торской, Сливаковской, Шебелинской, Алексеевской, Червонодонецкой, Балаклеяской, Колонтаевской, Бельской и Качановской).

С юго-востока на северо-запад процентное содержание глин возрастает, по разрезу свиты — увеличивается снизу вверх.

Глины составляют пласты мощностью от десятков метров до сантиметровых прослоев. Текстуры их тонкогоризонтально-слоистые с пологой или волнистой слоистостью, а также неслоистые или комковатые. Обычно глины в различной степени алевролитистые. Доломит и ангидрит, входящие в состав глинистых пород, находятся в виде рассеянных в массе глин зерен или мелких диагенетических стяжений (Зарицкая, 1961). Окрашены глины преимущественно в бурый и красно-бурый, в меньшей степени в серый и зелено-ваато-серый цвет, нередко они пестроцветны.

Глины хорошо размокают в воде. Типичные аргиллиты в отложениях картамышской свиты отсутствуют. Крепость, каменистость многих глин связаны с доломитизацией и сульфатизацией последних. Содержание водорастворимых солей в глинах может достигать 12%.

Кривая обезвоживания образует слабо извилистую пологую линию, у которой наблюдаются постепенные искривления при потере межслоевой воды в интервале температур 100—140°С, между 400 и 600°С наблюдается более резкая потеря гидроксильной воды решетки.

Химический состав глин однообразный. Исследованные образцы² содержат во фракции менее 0,001 мм следующие компоненты (%): SiO₂ 42,7—57,12; Al₂O₃+TiO₂ 23,48—29,13; Fe₂O₃ 4,64—10,52; CaO 0,75—4,05%; MgO 2,37—4,62; SO₃ 0,15—0,75. Сумма щелочей (K₂O+Na₂O) колеблется в пределах 3,97—6,02%, причем содержание K₂O резко преобладает над Na₂O, превышая последний в три раза, что является характерной особенностью гидрослюда. Не менее важной особенностью исследуемых глин является постоянное суммарное содержание молекулярных количеств Fe₂O₃+Al₂O₃, равное 0,32—0,34. Молекулярные отношения колеблются в пределах 2,00—3,80, отражая молекулярные отношения, свойственные глинам типа гидрослюда.

Рентгеноструктурный анализ³ фракции меньше 0,001 мм показывает, что все образцы глин характеризуются довольно постоянным минеральным составом (фиг. 2); преобладающим глинистым компонентом является гидрослюда, второстепенным — хлорит. Гидрослюдистый компонент дает на дифрактометрической кривой серию базальных рефлексов кратных ~10,0 кХ. Это $d_{001} \sim 10,0$ кХ; $d_{002} \sim 5,0$ кХ, $d_{003} \sim 3,34$ кХ. Величины межплоскостных расстояний не изменяются при насыщении образца глицерином и при прокаливании его при 600°С, что является характерным признаком для гидрослюды. Довольно значительная относительная интенсивность второго порядка ($d_{002} \sim 5,0$ кХ) указывает, что гидрослюда содержит значительное количество K⁺ в решетке.

Хлоритовый компонент уверенно устанавливается по наличию на дифрактограмме серии базальных рефлексов кратных ~14,3 кХ ($d_{001} \sim 14,3$ кХ; $d_{002} \sim 7,15$ кХ; $d_{003} \sim 4,77$ кХ; $d_{004} \sim 3,58$ кХ). При этом величины межплоскостных расстояний не меняют своих значений после насыщения образца глицерином. Однако при нагревании образца до 600°С все порядки базальных рефлексов за исключением d_{001} сильно ослабевают, в то время как интенсивность d_{001} несколько возрастает. Более низкие значения интенсивностей нечетных порядков, по сравнению с четными, свидетельствуют о том, что хлоритовый компонент представлен железистой разновидностью. Ввиду сходства дифракционных картин из серии образцов для уточнения минерального состава были выбраны две пробы, от которых были получены дифрактометрические записи, как от образцов, насыщенных глицерином, так и от образцов, прокаленных до 600°С. В первом случае характер дифракционной картины не имел никакого отличия от исходного. Во втором — ряд рефлексов хлорита сильно ослабел, за исключением d_{001} . Наличие у некоторых образцов глин Качановской и Дробышево-Торской площадей пиков высокой интенсивности, соответствующих линиям в 2,8 кХ, свидетельствует о присутствии в составе глин мелкораспыленного карбоната. Несколько повышенная интенсивность базального рефлекса d_{003} гидрослюды с межплоскостным расстоянием, равным 3,34 кХ, может быть объяснена наличием примеси кварца.

Таким образом, глинистые породы картамышской свиты имеют гидрослюдистый и хлорито-гидрослюдистый состав, который устанавливается фотометрическим, оптическим, термическим, химическим и рентгеноструктурным методами. Важная особенность отложений картамышской свиты состоит в том, что глинистые минералы коллоидно-дисперсной фракции зернистых пород и основной массы глинистых пород, а также нерастворимых остатков конкреций однотипны.

Состав глинистых пород остается в общем неизменным в разрезе и на площади исследования. Лишь на северо-западе, в районе Качановки в отложениях картамышской свиты появляется незначительная примесь каолинита, обнаруженного под микроскопом в порах песчаника континентального генезиса, переслаивающегося преимущественно с лагунными отложениями. Редкие кристаллы каолинита установлены также в глинах Качановки и Балаклеи электронномикроскопическим исследованием⁴.

Необходимо отметить, что в картамышской свите, отложившейся в условиях аридного климата, еще не происходит формирования магнезиальных алюмосиликатов. Минералы палыгорскитовой группы появляются лишь в отложениях верхней перми (Карпова, Кулеско, 1963).

Постоянство минерального состава глин и сходство строения картамышской свиты на большой площади свидетельствуют о наличии единого бассейна седиментации. Гидрослюдистый состав коллоидно-дисперсных минералов характеризует щелочные условия диагенеза и наличие относительно слабого химического выветривания минералов на служащей источником питания площади. Наличие обильных диагенетических сульфатно-карбонатных образований в глинах позволяет предположить, что исследуемые отложения накопились в основном в бассейне лагунного типа с ненормальной, преимущественно повышенной соленостью воды. Красно-бурая окраска отложений свидетельствует об окислительных условиях седиментации и диагенеза.

² Химический анализ выполнен в лаборатории литологии и физики пласта Украинского филиала ВНИИГАЗа (г. Харьков).

³ Анализ выполнен на рентгеновском дифрактометре УРС-50 и во ВНИИГНИ Ю. М. Королевым (Москва) и автором во ВНИИ-монокристаллов (г. Харьков).

⁴ По данным А. А. Лагутина — сотрудника Украинского филиала ВНИИГАЗа.

Гидроослюдистый и хлоритово-гидроослюдистый состав глин и пелитовой фракции песчано-алевритовых пород играет значительную роль при характеристике коллекторских свойств пород продуктивной толщи, так как способствует возможности фильтрации углеводородов и сохранения открытой микротрещиноватости в пластах аргиллитоподобных глин и практически не уменьшает емкости коллектора в связи с невысокой разбухаемостью гидроослюд и хлорита.

ЛИТЕРАТУРА

- В и к у л о в а М. Ф. Современное состояние и пути развития методики минералогического изучения глин. *Вопр. минерал. осад. образ.*, кн. 3—4, Львов, 1956.
- Г р и м м Р. Е. Минералогия глин. Изд. ин. лит., 1959.
- З а р и ц к а я О. В. Сульфатно-карбонатные проявления в араукаритовой свите Шебелинской и сопредельных структур. *Вопр. минерал. осад. образ.*, кн. 6, Львов, 1961.
- З а р и ц к а я О. В. О происхождении пестроцветной окраски отложений картзымышской свиты Шебелинского месторождения. Сб. «Вопросы развития газовой промышленности УССР». Киев, 1963.
- К а р п о в а Г. В. и К у л е с к о Г. И. Палыгорскиты в отложениях из верхней перми северо-западных окраин Донбасса. Теоретич. и генетич. вопросы минералогии и геохимии. АН УССР, 1963.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Тр. ВСЕГЕИ, 1957.
- М и х е е в В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Н е с т е р е н к о Л. П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна. *Докл. АН СССР*, т. 100, № 5, 1955.
- Р я б ы х О. Ф. Литологическая характеристика пермских отложений Шебелинской и некоторых сопредельных структур. *Зап. геолог. ф-та Харьковского гос. ун-та*, т. 14, 1957.
- С а в и ч - З а б л о ц к и й К. Н., Л а п к и н И. Ю. Материалы к геологии Донецкой перми. Тр. Украинского геолого-разведочного треста нерудных ископаемых, сб. 1, Харьков, 1948.
- С а р к и с я н С. Г. О глинистых минералах нефтеносных отложений СССР. Матер. по геол., минерал. и использ. глин в СССР. Изд. АН СССР, 1958.
- Ш а л ы т Е. С. К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса. Матер. по геол. и гидрогеол., сб. 1, Киев, 1939.
- G r a d l e y W. F. Diagnostic criteria for clay minerals, *Am. Mineral*, 30, 1945.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт природного газа
Харьков

Дата поступления
9.VI.1964

УДК 553.661 (471.4)

СЕРОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕЗОЯСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И ПРИУРАЛЬЯ

А. И. ОТРЕШКО, О. Т. СТЕПАНЕНКО

Геологические закономерности размещения и строения месторождений самородной серы среди осадочных образований, установленные Соколовым (1953, 1959), и Отрешко (1959, 1960), позволяют в настоящее время приступить к составлению научно обоснованных прогнозных карт сероносности. При выявлении промышленных залежей, их разведке и подсчете запасов по тем или иным категориям в пределах серных месторождений, как правило, детально изучается только верхняя, обогащенная серой часть разреза. Другой части разреза, характеризующейся низкими содержаниями серы или большими глубинами залегания, обычно особого внимания не уделяют. Однако решение вопросов генезиса и прогнозирования месторождений требуют исследований всего сероносного комплекса, выявления пространственного размещения и геологических условий его изменения.

При решении этих задач интерес представляет использование материалов о находках самородной серы при структурно-картировочном и разведочном бурении нефтепромысловых организаций. Этим бурением комплекс осадочных образований вскрывается на большую глубину и тем самым представляется возможность изучения сероносности

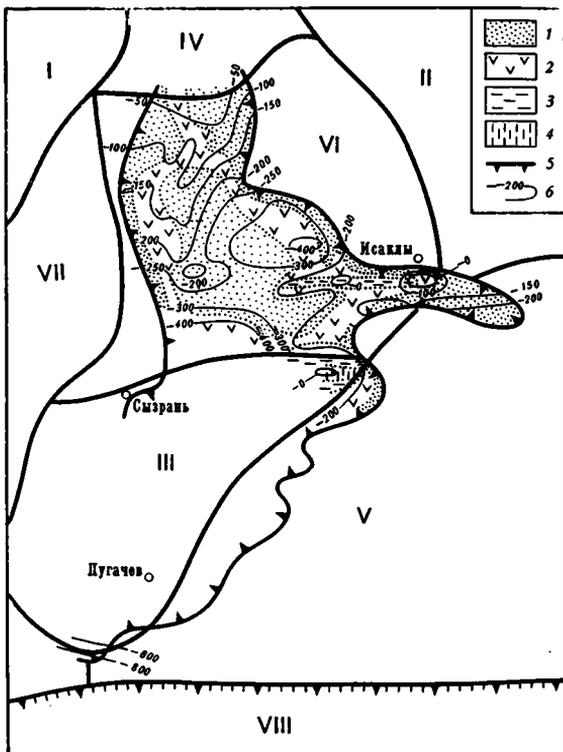
всего разреза. В Среднем Поволжье, по данным геологической документации нефтеразведочных организаций (Отрешко, 1963), самородная сера выявлена на 35 площадях по 124 скважинам. В Приуралье, по данным В. Н. Смирновой и А. Е. Окиншевича, сера отмечена на 44 площадях по 190 скважинам.

В Среднем Поволжье и Приуралье самородная сера располагается в сульфатно-карбонатных отложениях верхней и нижней перми, карбона, а также в верхнем девоне.

Она приурочена преимущественно к кавернам, карстовым полостям, реке к прожилкам в карбонатных и иногда сульфатных породах определенных зон — осерненных горизонтов, разделенных безрудными интервалами. В сероносном комплексе Среднего Поволжья и Приуралья выделяется семь — восемь осерненных горизонтов и более (Отрешко, 1959). Мощность каждого из них изменяется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Мощность же всего сероносного комплекса характеризуется несравненно большими величинами, а их изменение имеет некоторые своеобразные особенности. Так, в Среднем Поволжье (фиг. 1) в центральной части Мелекесской впадины мощности сероносного комплекса не превышают 25 м; в западной и восточной частях впадины, примыкающих к Токмовскому и Татарскому сводам, а также в районе поднятий Раковско-Каменского вала и по северо-восточному краю Жигулевско-Пугачевского свода протягивается зона мощностью 25—50 м. В районе с. Исаклы (район Елховско-Боровского и Байтуганского валов) выделяется зона мощностью сероносного комплекса 50—100 м, а в районе восточного продолжения Жигулевского вала имеется зона мощностью до 200 м и более. В Среднем Поволжье имеются области (Самарская Лука и далее по левобережью Волги до широты Саратов — Пугачев), для которых пока определить мощность сероносного комплекса невозможно. Здесь, ввиду карстового разрушения вмещающих толщ, по данным скважин и выходам на дневную поверхность, встречены только обособленные останцы сероносных пород. Следует отметить, что и в других частях территории мощности сероносного комплекса на участках его карстового разрушения резко уменьшены. Поэтому скважины, вскрывшие сероносный разрез с карстовыми разрушениями, при построении нами не учитывались.

В Приуралье, в пределах моноклиналичного склона Русской платформы (фиг. 2), выделяются зоны мощностей сероносного комплекса до 25, 25—50, 50—100, 100—200 м. Увеличение мощностей наблюдается по направлению Предуральского прогиба. В пределах же Предуральского прогиба мощности рудоносного комплекса резко увеличиваются до 200—400 м, и более 400 м. Скважиной № 154 Кинзепулатовской площади выявлен осерненный разрез нижней перми и карбона мощностью 1048 м (интервал 650—1693 м). Выделенные зоны мощностей протягиваются вдоль Предуральского прогиба, но с некоторыми отклонениями от современного его контура.

Изменение глубин нахождения сероносного комплекса в Среднем Поволжье и Приуралье отражено в изогипсах его подошвы. В среднем Поволжье абсолютные отметки этой поверхности изменяются от плюс 31 м до минус 800 м и более. Нулевые и плюсовые отметки характерны для района Елховско-Боровского и Байтуганского валов и для района восточного продолжения Елховско-Боровского вала (см. фиг. 1). Видимо, плюсовые отметки подошвы сероносного комплекса будут выявлены и на Самарской

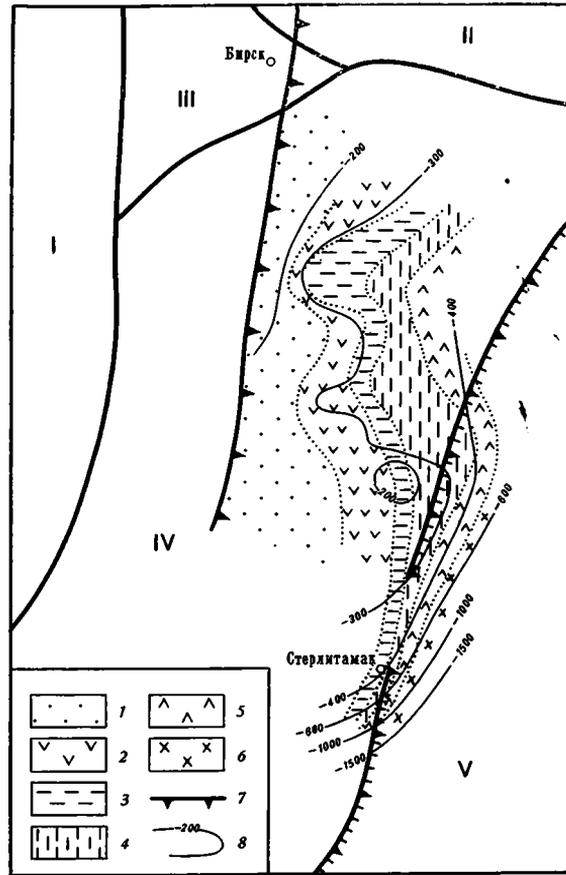


Фиг. 1. Схематическая карта изменения мощности и изогипс подошвы сероносного комплекса в Среднем Поволжье

Тектоническое строение по В. Д. Наливкину и др.: I — Токмовский свод; II — Татарский свод; III — Жигулевско-Пугачевский свод; IV — Казанская седловина; V — Юго-восточный склон Русской платформы; VI — Мелекесская впадина; VII — Ульяновско-Саратовская впадина; VIII — Прикаспийская впадина. Мощности сероносного комплекса (м): 1 — от нуля до 25; 2 — 25—50; 3 — 50—100; 4 — 100—200; 5 — контур сероносной территории; 6 — изогипсы подошвы сероносного комплекса

Луке. Участки повышенного положения рудоносного комплекса характерны также для района Пичкаско-Бугровского вала (северная часть Мелекесской впадины). Участки же наиболее глубокого нахождения серы с отметками до минус 400 м приурочены к бассейну р. Большой Черемшан и к северу от Самарской Луки, к району Ставропольской репрессии. Они являются наиболее погруженными и по данным опорных стратиграфических горизонтов.

В Приуралье (см. фиг. 2), по имеющимся в настоящее время сведениям, подошва сероносного комплекса имеет только минусовые отметки. Они изменяются от минус 126 до минус 1546 м. Изогипсы подошвы в сторону Предуральского прогиба сгущаются — крутизна погружения увеличивается. Протяжение изогипс подошвы сероносного комплекса имеет некоторое отклонение от современного контура Предуральского прогиба.



Фиг. 2. Схематическая карта изменения мощности и изогипс подошвы сероносного комплекса в Приуралье

Тектоническое строение по В. Д. Наливкину и др.: I — Татарский свод; II — Башкирский свод; III — Бирская седловина; IV — юго-восточный склон Русской платформы; V — Предуральский прогиб.

Мощности сероносного комплекса (м): 1 — от нуля до 25; 2 — 25—50; 3 — 50—100; 4 — 100—200; 5 — 200—400; 6 — свыше 400; 7 — контур сероносной территории; 8 — изогипсы подошвы сероносного комплекса

Исследования показывают, что в отличие от среднеазиатских месторождений, для которых характерна приуроченность к куполообразным структурам (Соколов, 1958; Юшкин, 1962), в Среднем Поволжье и Приуралье сероносность имеет широкое территориальное распространение и протягивается как в пределах положительных структур — валов, так и в межструктурных понижениях — впадинах. Самородная сера, образовавшаяся в зонах смешения сульфатных сероводородных и хлоридно-натриевых, хлоридно-кальциевых вод (Уклонский, 1940; Соколов, 1958, 1959; Отрешко, 1960; Юшкин, 1962), накопилась в различных по величине интервалах и на ряде уровней — осерненных горизонтах. На участках более активных тектонических движений, в пределах валов Среднего Поволжья и в районе Предуральского прогиба, инфильтрационному преобразованию и накоплению в них серы подверглись более значительные по мощности части разреза сульфатно-карбонатных отложений. В результате же тектонических движений сформировавшийся сероносный комплекс был погружен на различную глубину или частично выведен выше уровня современных водоносных горизонтов (Среднее Поволжье).

В связи с прогнозной оценкой территории Среднего Поволжья и Приуралья для постановки поисковых работ на выявление новых месторождений серы представляется не равнозначной. Быстрое изменение уровней базисов эрозии, а также уровней смешения вод различных классов, на которых происходило образование самородной серы, имело, по-видимому, и некоторое отрицательное значение. В сульфатно-карбонатных толщах при кратковременном воздействии на них водоносных горизонтов формировались слабо развитые зоны кавернозности, самородная сера осаждалась в основном по трещинам, и ее концентрация не достигала величин, представляющих промышленное значение. Поэтому в Приуралье первоочередные поисковые работы, по аналогии с районом среднеазиатских месторождений, должны быть приурочены к территории моноклиального склона Русской платформы, имеющей мощности рудоносного комплекса 100—200 м. В Среднем Поволжье перспективным для дальнейших поисков месторождений представляется район Пичкаско-Бугровского вала, характеризующийся мощностями сероносного комплекса 25—50 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Отрешко А. И. Закономерности строения и размещения средневожских серных месторождений. Тр. Гос. ин-та горно-хим. сырья, вып. 5, 1959.
- Отрешко А. И. Геология и условия образования серных месторождений средневожского бассейна. Тр. Гос. ин-та горно-хим. сырья, вып. 6, 1960.
- Отрешко А. И. Новые находки самородной серы в Среднем Поволжье. Докл. АН СССР, т. 150, № 6, 1963.
- Соколов А. С. О некоторых закономерностях геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Докл. АН СССР, т. 89, № 4, 1953.
- Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Сов. геология, № 5, 1958.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений серы. Тр. Гос. ин-та горно-хим. сырья, вып. 5, 1959.
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд. Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Юшкин Н. П. Особенности современного отложения серы из подземных вод. Геохимия, № 8, 1962.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
24.II.1965

МЕТОДИКА

УДК 552.14+552.56

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМ ЖЕЛЕЗА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Э. С. ЗАЛМАНЗОН

В лаборатории Геологического института АН СССР значительно упрощен метод определения форм железа.

Расчет ведется на:

- 1) железо закисное легкорастворимое (а),
- 2) железо окисное легкорастворимое (б),
- 3) железо закисное труднорастворимых силикатов (в),
- 4) железо окисное труднорастворимых силикатов и железистых минералов (г),
- 5) железо пирита (д).

Методика анализа. Железо растворимое закисное (а). В коническую колбочку помещается навеска породы (0,5 г), 100 мл соляной кислоты (5:100) и дополнительное количество той же кислоты, требующееся для нейтрализации породы (0,5 мл кислоты на 1% углекислоты). Разложение производят кипячением в течение 5 мин в токе углекислоты и затем титруют 0,1 N раствором бихромата калия в присутствии дифениламинсульфоната бария или натрия и 10 мл 85%-ной фосфорной кислоты.

Железо растворимое окисное (б) определяют из той же навески. Оттитрованный раствор фильтруют, промывают несколько раз водой, пропускают фильтрат для восстановления железа через редуктор с металлическим висмутом и оттитровывают тем же раствором бихромата калия. Разница двух титрований соответствует содержанию в породе растворимого окисного железа (б).

По такому же принципу из другой навески породы 0,5 г определяется закисное и окисное железо всей породы, за исключением железа пирита.

Железо закисное всей породы (е). Навеску 0,5 г помещают в платиновую колбочку с крышкой, в которой имеется отвод для пропускания углекислоты, приливают 10 мл серной кислоты (1:1) и 10 мл плавиковой кислоты. Разложение производится кипячением в течение 20 мин. После охлаждения смесь выливают в 80 мл насыщенного раствора борной кислоты и титруют 0,1 N раствором бихромата калия. $e-a$ — закисное железо труднорастворимых силикатов

Железо общее всей породы без железа пирита (ж) определяют после фильтрования нерастворимого осадка, содержащего пирит, промывания водой осадка и фильтра (проба на железо роданистым аммонием), восстановления железа пропусканием через редуктор с висмутом и вторичного титрования бихроматом калия.

Содержание окисного железа труднорастворимых силикатов и железистых минералов определяется по формуле $г=ж-(e+b)$.

Железо пирита (д) определяют из нерастворимого остатка. Фильтр с осадком сжигают, сплавляют нерастворимый остаток с персульфатом калия и повторяют процедуру восстановления и титрования железа или, если остаток был мал, колориметрируют железо с сульфосалициловой кислотой.

Таким образом, формы железа могут быть определены из двух навесок (1 г породы) — весьма несложным путем с применением одного стандартного раствора — бихромата калия.

РАЗБРОС РЯДА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЛОТНОСТИ ПРИРОДНЫХ КВАРЦЕВ

М. Я. КАЦ

В связи с тем, что за последние годы разработаны массовые методы измерения плотности твердых тел с точностью до третьего — шестого знака после запятой и разделения смесей зернистых тел по плотности до второго — третьего знака после запятой, методы исследования минералов в гравитационном поле по своей значимости стали на уровень наиболее точных методов изучения физических констант минералов. Об этом свидетельствуют результаты многих экспериментов, проведенных в различных лабораториях. Например, показано, что плотность кристаллических тел является структурно-чувствительной константой и что в ряде случаев исследование изменения плотности образца является наиболее простым методом анализа изменения общей концентрации дефектов структуры (Vaughan, Leivo, Smoluchowski, 1958; Kobayashi, 1957; Пелсмеерс и др., 1961; More, 1961; Kuhlmann-Wilsdorf, Sezaki, 1963; Андреев и др., 1965, и др.). Практически в любом мономинеральном образце имеются различные типы зерен, обладающие существенно различной плотностью (Кац, 1966).

Во всех справочниках и монографиях по минералогии, как правило, наряду с другими основными константами приводятся также и значения плотности (или удельного веса) минералов. Данные В. Е. Трегера (1958) как с точки зрения численных значений, так и с точки зрения характеристики плотности являются общепринятыми: он приводит пределы средней плотности для каждого минерала различного генезиса. Аналогичные данные имеются и в других руководствах. Часто даются также и значения плотности для наиболее чистых разновидностей, под которыми понимают лишь микроскопическую чистоту. Например, для плотности кварца везде указывают значения $2,64—2,66 \text{ г/см}^3$ и $2,65 \text{ г/см}^3$ для наиболее чистых разновидностей. Современные методы исследования твердых тел в гравитационном поле дают возможность более детально характеризовать плотность минералов различного генезиса, а это — новые важные критерии оценки каждого минерала.

В лаборатории осадочной минералогии ГИН АН СССР исследованы плотности нескольких сот образцов природных минералов различного происхождения. Часть результатов этих экспериментов опубликованы (Кац, 1962; Кац, Шутов, 1963; Кац, 1966, и др.). Все эксперименты показали, что плотность каждого мономинерального образца следует характеризовать своей кривой распределения зерен по плотности. Не было ни одного образца, где бы все зерна имели одинаковую плотность в пределах погрешности измерения $\leq 0,001 \text{ г/см}^3$. Этот вывод имеет и ряд других экспериментальных обоснований. Например, параметры структур различных кварцев зависят от структурных примесей в них; соответствующее изменение плотности может доходить до $\sim 0,001 \text{ г/см}^3$ (Франк-Каменецкий, 1964). Изменение концентрации примесей ряда ионов в монокристаллах NaCl может привести к изменению их плотности на величины до $\sim 0,001 \text{ г/см}^3$ (Андреев и др., 1965). Общее изменение концентрации дефектов структуры за счет пластической деформации (KCl), облучения протонами (NaCl), гамма-лучами (KCl), и т. п., также изменяет плотность монокристаллов на величины до $\sim 0,001 \text{ г/см}^3$ (Vaughan, Leivo, Smoluchowski, 1958; Kobayashi, 1957; Esterman, Leivo, Stern, 1949). В справочниках физико-химических констант в подавляющем большинстве случаев плотности чистых твердых тел, в том числе и кристаллических, приводятся лишь до второго — третьего знака после запятой. Исходя из вышеизложенного, следует считать, что понятие «плотность наиболее чистых разновидностей» данного минерала при измерении ее с погрешностью $\leq 0,001 \text{ г/см}^3$ теряет свою определенность, ибо зависит от генезиса образца. Легко представить себе, что разные, даже оптически чистые зерна одного и того же мономинерального образца за счет некоторых из указанных процессов могут иметь разные плотности в пределах $\leq 0,001 \text{ г/см}^3$ и обуславливать соответствующую кривую распределения зерен по плотности.

С другой стороны, опыт нашей лаборатории при исследовании многих образцов природных минералов показывает, что при отличии плотности зерен данного мономинерального образца (например, кварца) на $\leq 0,01—0,005 \text{ г/см}^3$ они микроскопически различимы (Кац, Шутов, 1963). Следовательно, понятие «плотность наиболее чистых разновидностей» данного минерала при измерении ее с погрешностью $\leq 0,01 \text{ г/см}^3$ имеет свою определенность, что, как правило, и использовалось до сих пор (Трегер, 1958).

Идеальных кристаллов в природе нет. Без элементов субъективизма невозможно микроскопически выделить из данного образца такие «наиболее чистые разновидности» зерен, которые были бы «чисты» от сверхтонких включений, дефектов структур, структурных примесей, микротрещин и пр. Зерна любого мономинерального образца имеют следы влияния на их плотность как комплекса причин, микроскопически фиксируемых (твердые, жидкие и газовые включения, трещины и т. п.), так и микроскопически не фиксируемых. Их влияния накладываются друг на друга. Какая доля отличия плотности данного зерна от плотности идеального кристалла обусловлена той или иной

причиной — установить современной техникой трудно. Все они определяются генезисом минерала и характерны для данного образца. Причем одна и та же причина может изменить плотность разных зерен данного мономинерального образца существенно по-разному (Кац, Шутов, 1963). Поэтому при измерении плотности с погрешностью $\leq 0,001 \text{ г/см}^3$ практически все природные мономинеральные образцы следует характеризовать не только средней плотностью, а кривой распределения зерен по плотности и ее статистическими характеристиками. Соответственно плотность данного минерала различного генезиса следует характеризовать не пределами средней плотности, а разбросом статистических характеристик плотности. Естественно представляет интерес и значение плотности микроскопически наиболее чистых разновидностей. Но это решительно не может заменить указанных статистических характеристик плотности мономинерального образца: второе лишь дополняет первое.

В нашей лаборатории было исследовано 56 мономинеральных образцов кварца¹ различных типов горных пород (в том числе из песчаных, магматогенных, метаморфических и гидротермальных образований) с размерами зерен от $\sim 0,1$ до $\sim 1 \text{ мм}$. Для каждого образца измерялась кривая распределения зерен по плотности методом подсчета числа зерен на единицу длины гравитационной градиентной трубки и рассчитывались следующие статистические характеристики плотности: среднее значение плотности $\rho_{\text{ср}}$; мода распределения — M_0 , т. е. то значение плотности, которым обладают наибольший процент зерен (или при которой наблюдается максимум в кривой распределения); среднее квадратичное отклонение σ , которое характеризует разброс зерен по шкале плотности (например, от среднего значения для данного образца) и приблизительно равно половине ширины кривой распределения на уровне половины высоты ее пика; коэффициент асимметрии A , который для нормального распределения² равен нулю, а для асимметричного $A < 0$ или $A > 0$ в случаях, когда кривая вытянута соответственно в сторону малых или больших значений плотности; коэффициент эксцесса K , который для нормального распределения равен нулю, а для распределений, отличных от нормального, показывает в какой мере крутизна измеренной кривой распределения $K > 0$ или $K < 0$, чем крутизна у нормального распределения (Митропольский, 1961). Из этих экспериментов был установлен разброс каждой статистической характеристики плотности природных кварцев. Результаты приведены на фигуре. Для сравнения здесь даны также пределы плотности кварца различного происхождения, указываемые в литературе. Весь предшествующий опыт показывает, что пределы плотности практически любого минерала в природе равны или больше, чем у кварца (Трегер, 1958). Поэтому из результатов наших исследований однозначно следует, что аналогичные характеристики плотности можно получить для любого природного минерала.

Согласно нашим измерениям (см. фиг.), плотность природного кварца различного происхождения чаще всего характеризуется следующими показателями: средняя плотность $2,641\text{—}2,645 \text{ г/см}^3$, M_0 $2,641\text{—}2,648 \text{ г/см}^3$, среднее квадратичное отклонение $0,002\text{—}0,008 \text{ г/см}^3$, коэффициент асимметрии от $-2,5$ до $+0,5$, коэффициент эксцесса от $-0,5$ до $+2,5$. Значительно реже встречаются кварцы с меньшей (до $2,635 \text{ г/см}^3$) или большей (до $2,648 \text{ г/см}^3$) средней плотностью; с меньшим (до $2,635 \text{ г/см}^3$) или большим (до $2,648 \text{ г/см}^3$) значением M_0 ; с меньшим³ (до $\sim 0,001 \text{ г/см}^3$) или большим (до $\sim 0,018 \text{ г/см}^3$) значением среднего квадратичного отклонения; с меньшим (до $-3,5$) или большим (до $+2,5$) коэффициентом асимметрии; с меньшим⁴ (до $-0,9$) или большим (до $+8$) коэффициентом эксцесса. В принципе в природе можно встретить образцы кварца соответственно с еще меньшим или еще большим значением указанных статистических характеристик плотности, но вероятность этого очень мала. Микроскопический анализ зерен в разных фракциях, на которые делился ряд мономинеральных образцов кварца в заданных пределах плотности, показал, что наиболее чистые зерна имеют плотности, близкие к $\sim 2,647 \text{ г/см}^3$ в пределах до нескольких единиц в третьем знаке после запятой.

Из рассмотренной фигуры следует, что для подавляющего числа природных кварцев среднее квадратичное отклонение, $\sigma \leq 0,008 \text{ г/см}^3$, а средняя плотность $\rho_{\text{ср}} \leq 2,63 \text{ г/см}^3$. Поэтому мера изменчивости плотности кварцевых зерен в природе

$$v = \frac{\sigma}{\rho_{\text{ср}}} \cdot 100 \leq 0,3\%.$$

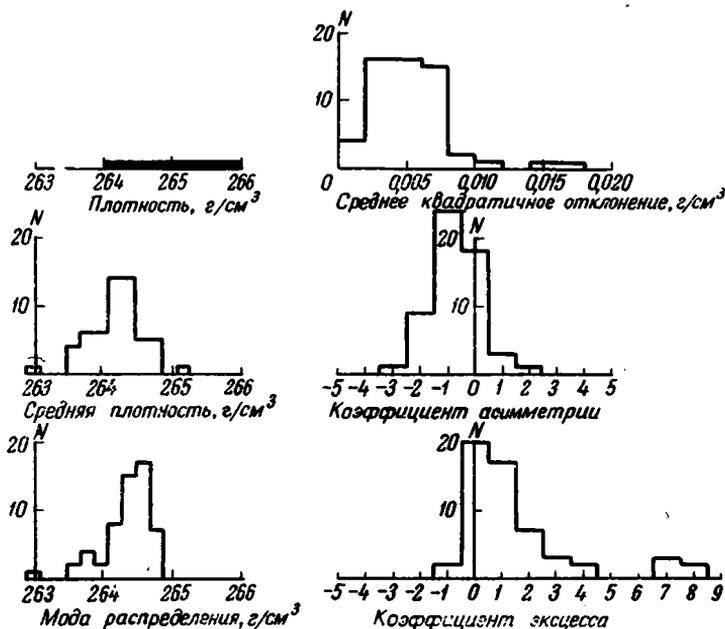
¹ Детальное описание исследованных образцов кварца приведено в работе М. Я. Каца (1966).

² Нормальное распределение характерно для случайных процессов, для случайных отклонений величин от их истинных значений.

³ На графике значение среднего квадратичного отклонения начинается от нуля только за счет усреднения по интервалам $0,002 \text{ г/см}^3$. В действительности значений среднего квадратичного отклонения менее $0,001 \text{ г/см}^3$ не наблюдалось.

⁴ На графике значение коэффициента эксцесса начинается от $-1,5$ только за счет усреднения по интервалам $1,0$. В действительности значений коэффициентов эксцесса менее $-0,9$ не наблюдалось.

В методе подсчета числа зерен на единицу длины трубки измеряется плотность $n \cong 60$ зерен каждого образца. Принимая допустимую ошибку измерения плотности $\Sigma \sim 0,002 \text{ г/см}^3$ и надежность наших выводов 95%, по номограмме достаточно больших чисел получим, что в этих условиях ~ 60 измеряемых зерен является достаточно боль-



Разброс статистических характеристик плотности природных кварцев различного генезиса

По оси ординат — на всех кривых — число образцов, у которых данная характеристика лежит в указанном интервале. Слева сверху — пределы плотности кварца по Трегеру (1958)

шим числом. Основные ошибки измеренных статистических характеристик плотности приближенно можно оценить по следующим формулам (Митропольский, 1961):

а) для среднего значения плотности

$$\frac{\sigma}{\sqrt{n}} \cong 0,001 \text{ г/см}^3;$$

б) для среднего квадратичного отклонения

$$\frac{\sigma}{\sqrt{2n}} \cong 0,0007 \text{ г/см}^3;$$

в) для коэффициента асимметрии

$$\sqrt{\frac{6}{n}} \cong 0,32;$$

г) для коэффициента эксцесса

$$2\sqrt{\frac{6}{n}} \cong 0,7.$$

Контрольные опыты по воспроизводимости статистических характеристик плотности в принятом методе измерений подтвердили правильность приведенных оценок. Если принять надежность наших выводов за 95%, то только те образцы, у которых измеренные коэффициенты асимметрии и эксцесса менее удвоенных их основных ошибок, могут иметь нормальное распределение зерен по плотности. Большинство образцов (см. фиг.) не удовлетворяет этому условию и число образцов с отрицательным коэффициентом асимметрии значительно больше, чем с положительным. Это свиде-

гельствует о том, что газовые и жидкостные включения, включения более легких минералов, а также дефекты структур, микротрещины и т. п. влияют на плотность кварца больше, чем включения более тяжелых минералов⁵ или рассеянных в них более тяжелых элементов; что природные процессы, приводящие к кривым распределения по плотности зерен данного мономинерального образца, не сводятся лишь к случайным процессам, например, захвата более легкого или более тяжелого включения — на это накладываются закономерности роста кварца, условия его генезиса.

Из вышеуказанного видно, что совокупность кривых на фигуре свидетельствует о плотности кварца различного происхождения значительно больше, чем лишь пределы плотности. С течением времени, по-видимому, точные методы исследования минералов в гравитационном поле будут применяться во многих лабораториях, соответствующий экспериментальный материал будет накапливаться для разных минералов и появление в литературе более детальных характеристик плотности многих минералов различного происхождения даст в руки минералогов и геологов дополнительно важные критерии в их исследованиях.

В заключение отметим, что приводимый на фигуре разброс статистических характеристик плотности кварца является первой попыткой установить эти закономерности для наиболее распространенного минерала в земной коре. Хотя число исследованных образцов кварца невелико (56), общий характер описанных закономерностей кривые передают правильно.

В дальнейшем планируется провести эти измерения на большем числе образцов кварца (а также на других минералах) методами, где кривые распределения измеряются на ~ 10 000 зернах.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г. А., Александров Б. П. Флотационное исследование распределения примесей однозарядных ионов при выращивании монокристаллов NaCl. Физика твердого тела, т. 7, № 1, 1965.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам. В кн. «Физические методы исследования осадочных пород и минералов». Изд. АН СССР, 1962.
- Кац М. Я., Шутов В. Д., Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. Гр. ГИН АН СССР, вып. 158, 1966.
- Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, 1961.
- Море Х. Градиентная колонка. Приборы для научн. исслед., № 10, 1961.
- Пелсмекерс И., Амелинкс С. Простой прибор для сравнительных измерений плотности. Приборы для научн. исслед., № 8, 1961.
- Трегер В. Е. Таблицы для определения порообразующих минералов, 1958.
- Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. Изд. ЛГУ, 1964.
- Esterman J., Leivo, W. Y., Stern O. Change in Density of Potassium chloride upon Irradiation with X-Rays. Phys. Rev., v. 75, No 4, 1949.
- Kobayashi K. Density change of Sodium chloride produced by proton irradiation and its thermal Annealing. Phys. Rev., v. 107, No 1, 1957.
- Kuhlmann-Wilsdorf D., Sezaki K. Improved Method for the Experimental Determination of Smallest Density changes. J. Scient. Instrum. v. 34, No 1, 1963.
- Kuhlmann-Wilsdorf D., Sezaki K. Precision Density Measurements as a Tool for the Investigation of Point Defects. Proc. Internat. Conf. Crystal Lattice Defects, 1962. J. Phys. Soc. Japan, v. 18, Suppl. III, 1963.
- Vaughan W. H., Leivo W. J., Smoluchowski R. Density and Hardness changes Produced by Plastic Deformations in kcl crystals. Phys. Rev., v. 100, No 3, 1958.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
3.IX.1965

⁵ Установлено, что и включение более тяжелого минерала может приводить к уменьшению плотности всего зерна за счет пустот на контакте включение — зерно (Кац, 1965).

ОБЗОР НЕКОТОРЫХ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ КОСОЙ СЛОЙЧАТОСТИ

Г. Ф. РОЖКОВ, Р. А. КОМИССАРОВА

В отложениях нижнего мела Таджикской депрессии (в 53 точках) было изучено свыше 2500 косых серий и произведено около 8000 замеров азимутов и углов падения косых слоев. Косая слоичатость мульдообразного и субпараллельного типов (Allen, 1963) была использована для реконструкций донных¹ течений в альбском, коллигрекском, кызылташском и карабильском бассейнах осадконакопления.

Известно, что в течение последнего десятилетия в СССР и за рубежом изучение косослойчатых текстур приобрело большое значение при реставрации палеосклонов (Вященко, 1959; Терентьев, 1962; Cazeau, 1960; Farkas, 1960; Pettijohn, 1962; Reiche, 1938; Potter and Olson, 1954, и др.), схем донных течений (Гроссгейм, 1963, 1965; Рожков, 1964; Шванов, 1962; Pettijohn, 1962, и др.); для прогноза региональных и локальных зон выклинивания песчаных горизонтов — коллекторов нефти и газа (Гроссгейм, 1965; Pettijohn, 1962) и решения некоторых вопросов палеотектоники (Чернышев, 1960; Desborough, 1961; Pelletier, 1938; Ten Haaf, 1957).

Одна группа исследователей полностью абстрагируется от трассировки путей разноса обломочного материала. Решая альтернативные вопросы об источниках сноса многие авторы ограничиваются лишь восстановлением самых общих направлений палеосклонов.

Другая, менее многочисленная группа исследователей, наоборот, стремится воссоздать наиболее полную картину разноса терригенных осадков донными течениями. При этом указывается на примеры обтекания последними положительных форм палеорельефа дна бассейна осадконакопления (Гроссгейм, 1964). Кроме того, имеются попытки определения относительных скоростей донных течений и взаимного расположения структурной и батиметрической осей бассейнов (Рожков, 1964; Jorling, 1963; Pettijohn, 1962).

При поисках региональных зон выклинивания песчаных коллекторов геологи ВНИГРИ придерживаются последнего направления.

Процесс наших исследований состоял из следующих этапов: 1) полевого изучения морфологии косых серий, производства замеров и редукции²; 2) статистической обработки собранной информации; 3) интерпретации полученных результатов с точки зрения динамической палеогеографии (Хабаков, 1948, 1951).

В результате предшествующих работ (Симаков, 1962; Шванов, 1962, и др.) было известно, что на современной территории Таджикской депрессии в течение раннемеловой эпохи существовало три основных палеосклона: Южно-Тяньшанский, Северо-Памирский и Северо-Гиндукушский, сочленение которых и определяло собой бассейны осадконакопления. Нам предстояло изучить схему распределения донных течений. Естественно предположить, что в продолжении многих геологических веков могло происходить неоднократное изменение направлений и скоростей палеотечений, связанных с развитием на палеосклонах конседиментационных поднятий и впадин.

В настоящее время имеются некоторые указания на то, что только различные сочетания габаритов косых серий, гранулометрического состава и углов падения косых слоев являются показателями динамических условий седиментации (Jorling, 1963; Живатовская и др., 1964; Рожков, 1964, и др.). В связи с этим углы падения необходимо усреднять с азимутами падения косых слоев.

Замеры мы осуществляли таким образом, чтобы в объеме свиты или яруса в каждой точке депрессии представилась возможность наиболее объективно судить о предполагаемых выше изменениях и определять одновременно средний азимут и средний угол падения каждого направления, и установить доверительные пределы их колебаний. Особое внимание уделялось выработке рациональной системы производства замеров и определению их оптимального количества — все это во многом зависит от масштаба проводимых исследований. Но эти вопросы остались еще окончательно не разрешенными.

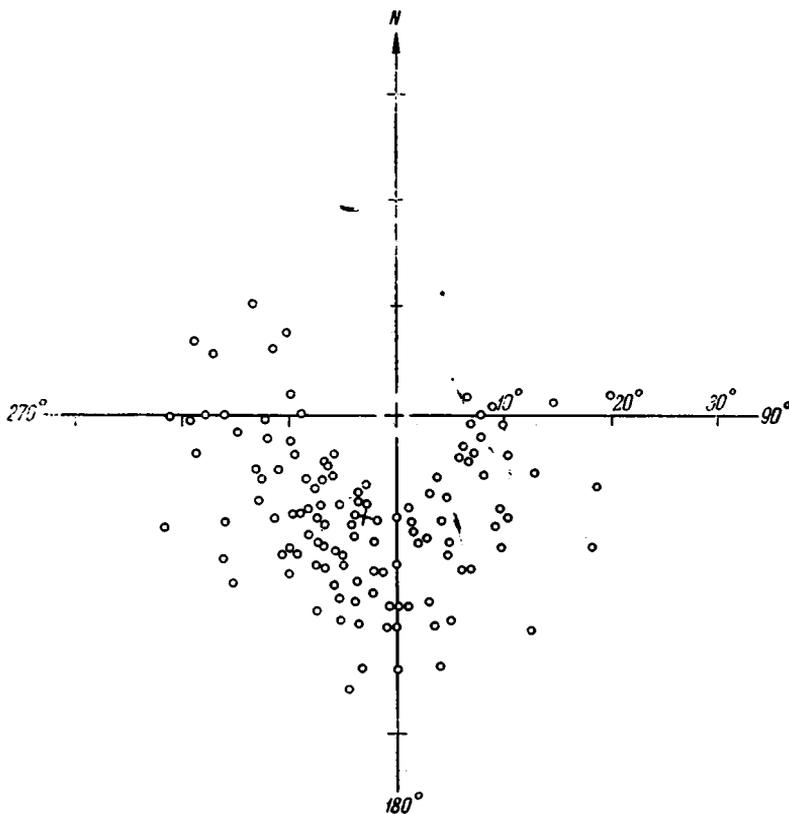
Большинство американских геологов разбивает весь район исследований в соответствии с масштабом работ на равноценные квадраты. Замеры производят в строгой последовательности по определенной системе. Так, П. Поттер и Дж. Олсон (1954), работая в платформенных условиях, всю площадь Мансфильдских песчаников (штат Индиана) разбили на 30 равных квадратов со стороной в 10 км. Они делали по два замера в каждой серии, от 1 до 4 косых серий в обнажении, 1—2 обнажения в разрезе

¹ Под этим термином понимаются течения, которые транспортировали основную массу обломочного материала непосредственно по дну седиментационного бассейна (Гроссгейм, 1963).

² Приведение пласта в первоначальное горизонтальное положение по методу Васильевича и Гроссгейма (1954).

и от 1 до 5 разрезов в каждом квадрате. Всего было произведено 542 замера на 164 обнажениях в полосе 420 км.

Разбить сеткой гористую территорию Таджикской депрессии не представилось возможным, так как в большинстве квадратов разрезы оказались бы недоступными для геологов. В связи с этим были изучены почти все ранее описанные разрезы в обнажениях, неравномерно разбросанные по всей площади депрессии. Что же касается



Фиг. 1. Распределение на сетке Каврайского 119 замеров из отложений альба в районе сел. Нурек.
 Знаком плюс обозначено среднее значение

системы замеров, то они производились в каждом косослоистом пласте последовательно по всему разрезу свиты или яруса. В каждой серии было взято по 2—3 замера в зависимости от качества препарировки косых слоев; тщательно следили за тем, чтобы все серии по разрезу были охвачены замерами. Достоверными считали замеры, сделанные непосредственно на отпрепарированных выветриванием плоскостях косых слоев. Вероятными рассматривали замеры, сделанные по двум и редко одному следу косого слоя. Сравнительно небольшое количество (около 1,5%) истинных замеров косых серий было произведено в центральных сечениях, параллельных направлениям течений, сформировавших эти серии. В каждой свите или ярусе мощностью 100—200 м производилось в среднем по 50 замеров.

Для иллюстрации некоторых методов нами выбрана совокупность 119 замеров, полученная из альбских косослоистых песчаников района Нурек, где общая мощность альбского яруса достигает 360 м.

Один из методов обработки данных был заимствован у группы А. Н. Храмова, которая занимается палеомагнитными исследованиями во ВНИГРИ (Комиссарова, 1963). Для обработки данных ориентировки косых слоев этот метод был несколько видоизменен. После редукции вся совокупность замеров, полученных в объеме яруса или свиты, наносилась на сетку Каврайского (фиг. 1). Для получения результирующего вектора составляли вычислительную таблицу (табл. 1) и затем производили соответствующие расчеты (Вистелиус, 1958).

Результирующий вектор

$$R = \sqrt{(115,058)^2 + (-6,031)^2 + (-18,388)^2} = 116,67.$$

№ замера	Азимут падения (α)	Угол падения (θ)	$\sin \alpha$	$\cos \alpha$	$\sin \theta$	$Z = \cos \theta$	$Y = \sin \alpha \cdot \sin \theta$	$X = \sin \theta \cdot \cos \alpha$
1 119	СВ 78°	7°	0,978	0,208	0,122	0,993	+0,119	+0,025
	СЗ 309°	17°	0,777	0,629	0,292	0,956	-0,227	+0,184
				Сумма		115,058	-6,031	-18,388

Ортогональные компоненты результирующего вектора

$$R_z = \frac{115,058}{116,67} = 0,9859, \quad R_y = \frac{-6,031}{116,67} = 0,0517, \quad R_x = \frac{-18,388}{116,67} = -0,1576.$$

Производится проверка:

$$(0,9859)^2 + (-0,0517)^2 + (-0,1576)^2 = 0,9995.$$

Средний угол падения

$$\theta_{cp} = \text{Arc cos } 0,9859 = 9^{\circ}24' \approx 10^{\circ}.$$

Средний азимут падения

$$\alpha_{cp} = \text{Arc tg } \pm \frac{R_y}{R_x} = \text{Arc tg } \frac{-6,031}{-18,388} = +0,3280 = 18^{\circ}12' + 180^{\circ} = \text{ЮЗ } 198^{\circ}.$$

Для определения доверительного радиуса (т. е. пределов колебания среднего вектора R) пользуются графиком и соотношением $\frac{N-R}{R}$, где N — число замеров (Вистеллиус, 1958). В нашем примере доверительный радиус составляет 2° с надежностью 95%. Таким образом, окончательно имеем: средний азимут падения ЮЗ $198 \pm 2^{\circ}$, $10 \pm 2^{\circ}$.

Кучность замеров вокруг среднего вектора (мера концентрации) определяется из отношения

$$K = \frac{N-1}{N-R} = \frac{118}{119-116,67} = 50,64.$$

После вычисления всех вышеуказанных величин производится проверка нормальности и равномерности распределения замеров относительно среднего направления. Для этого на сетку дополнительно наносится точка среднего значения (см. фиг. 1). Затем эту точку перемещают в центр сетки (фиг. 2). Вместе с ней на тот же угол по своим параллелям к центру сетки перемещают все замеры данной группы. Для того чтобы проверить равномерность распределения замеров, вся площадь сетки разбивается на октанты. В каждом октанте подсчитывается количество попавших туда замеров. Дальнейшие расчеты сводятся в табл. 2.

Полученная в табл. 2 результирующая сумма (последняя графа) сравнивается с данными таблиц χ^2 распределений, при этом определяется вероятность равномерного распределения. В данном случае она составляет примерно 30%.

Что же касается проверки нормальности распределения, то по величине кучности (K) и графику (Комиссарова, 1963) находят четыре угла γ , которые делят поле распределения векторов на области с вероятностью равной 0,2. Затем на сетку последовательно наносят четыре окружности, которые соответственно отвечают четырем найденным углам γ . Отсчет углов производится как обычно из центра сетки. Таким образом, получаются центральный круг и четыре кольца (см. фиг. 2). После

Таблица 2

Октанты	Математическое ожидание количества замеров (Π Pr)	Число замеров (M i)	Уклонения (M i— Π Pr)	$\frac{(M$ i— Π Pr) ² Pr
0—45°	14	7	-7	3,5
46—90°	15	17	+2	0,26
91—135°	15	16	+1	0,06
136—180°	15	14	-1	0,06
181—225°	15	15	0	0
226—270°	15	15	0	0
271—315°	15	19	+4	1,06
316—0°	15	16	-1	0,06
Сумма	119	119	0	5,00

подсчета числа замеров, попавших в центральный круг и в каждое из колец, составляют вычислительную табл. 3.

Полученная в табл. 3 резульативная сумма (последняя графа) сравнивается с таблицами χ^2 распределений. В нашем примере вероятность нормального распределения замеров составляет 99%.

Таблица 3

Угловые интервалы (по углам γ)	Математическое ожидание количества замеров (Pri)	Фактическое количество замеров (Mi)	Уклонения ($\text{Mi}-\text{Pri}$)	$\frac{(\text{Mi}-\text{pri})^2}{\text{Pri}}$
0—5,5°	23,8	24	+0,2	0,002
5,6—8°	23,8	24	+0,2	0,002
9—10,5°	23,8	23	-0,8	0,03
10,6—14°	23,8	23	-0,8	0,03
15—90°	23,8	23	+1,2	0,06
Сумма	119	.119	0	0,122

Только при условии совместного наличия как равномерности, так и нормальности распределения замеров рассматриваемая группа может считаться подчиняющейся нормальному закону распределения, соответствующему одинаковым условиям образования. и поэтому может быть заменена одним средним азимутом и средним углом падения с точностью доверительных границ. Отсутствие либо нормальности, либо равномерности распределения является указанием на возможное сочетание нескольких равноценных выборок замеров, которые соответствуют различным палеотечениям. В таком случае очень удобно группу замеров подразделить на подгруппы по числу относительных максимумов на диаграмме-розе с 10 интервалами, а затем каждую из них подвергнуть аналогичному анализу. При повторных операциях и достаточном количестве замеров получается искомое количество независимых групп замеров, т. е. направлений донных течений, существовавших в течение фиксированного промежутка геологического времени и сформировавших эти группы косых серий.

Таким образом, имеется возможность решить поставленные задачи при массовом производстве замеров косых серий на основе статистического анализа распределений. Из всех известных нам методов указанный выше является наиболее объективным и может использоваться при наиболее детальных, крупномасштабных реконструкциях донных течений. Описанный метод имеет единственный недостаток — трудоемкость. Если на построение диаграммы-розы, состоящей из 50—100 замеров, требуется не более часа, то для исследования этого же количества замеров разобраным методом требуется не менее двух дней. Сейчас появляется возможность использовать счетно-решающие машины; в этом случае при четко отработанной системе сбора замеров, представленный метод станет надежным. Трудоемкость метода послужила причиной того, что мы в основном использовали построение диаграмм-роз с 30° интервалами. В отдельных случаях этот метод применялся при интерпретации расплывчатых диаграмм-роз с несколькими максимумами и показал положительные результаты. В 1938 г. был предложен метод, основанный на предположении, что азимут падения косых слоек с наибольшими углами падения в плане должен скорее всего приближаться к основному направлению снова обломочного материала для всего района в целом (Reiche-1938). Поэтому вся территория разбивается на равные квадраты. Нахождение средних азимутальных направлений падений косых слоек осуществляется графическим путем.

Таблица 4

Азимут падения (α)	Угол падения (θ)	$\text{tg} \frac{\theta}{2}$	$\sin \alpha$	$\Delta Y = \text{tg} \frac{\theta}{2} \cdot \sin \alpha$	$\cos \alpha$	$\Delta X = \text{tg} \frac{\theta}{2} \cdot \cos \alpha$
1 СВ 78°	7°	0,061	0,978	+0,060	0,208	+0,013
119 СЗ 309°	17°	0,149	0,777	-0,116	0,629	+0,094
Сумма		14,656		-3,086		-9,310

Каждый замер ориентировки косого слоя изображается в виде вектора, направление которого соответствует азимуту слоя, а длина пропорциональна тангенсу половины угла падения. Обычно углы падения косых слоек не превышают 30°, поэтому вполне допустимо указанное построение, так как функция тангенсов до 15° является почти ли-

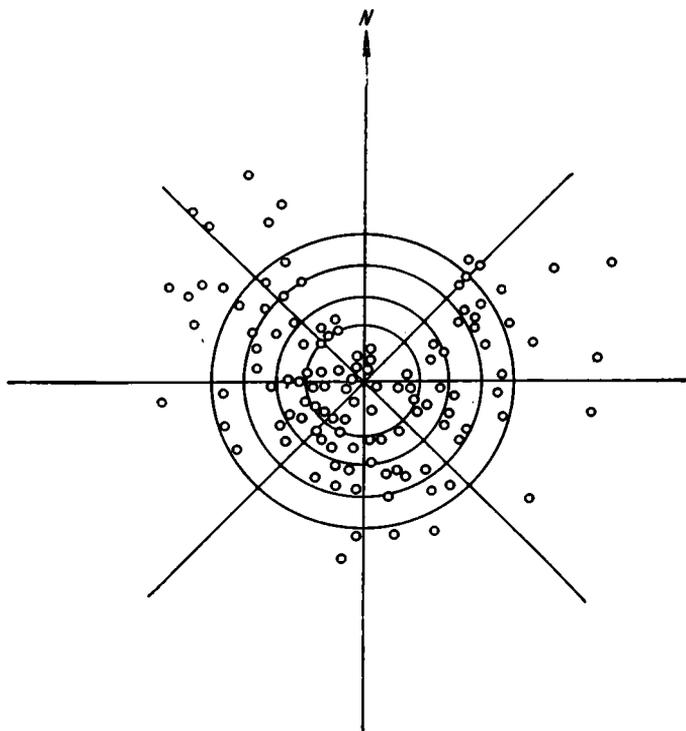
нейной. Нанесенные векторы суммируются по правилу параллелограмма и на карту наносится вектор-результант. Вычисляется коэффициент плотности, равный частному при делении длины вектора-результанта на сумму всех длин векторов. Выраженная в градусах дуга сектора, в пределах которого сосредоточено 90% всех замеров, называется «90% углового рассеивания». Вводится понятие «плоская точка», которое характеризует представительность данных, иначе говоря, указывает на минимально необходимое количество замеров. «Плоская точка» определяется количеством замеров, при увеличении которого направление вектора-результанта изменяется не более чем на 5°. Впоследствии И. И. Ващенко (1959) несколько изменил метод П. Райха: графический способ нахождения среднего азимутального направления был заменен математическим сложением в системе прямоугольных координат (табл. 4). Кроме того, учитывались мощности каждой из замеряемой косой серии и сделаны другие, как нам кажется, принципиальные изменения.

Средний угол падения рассчитывается отдельно; он равен средневзвешенному из числа всех замеров, в данном случае $\theta_{\text{ср}} = 14^\circ$.

Средний азимут падения вычисляется так:

$$\alpha_{\text{ср}} = \text{arc tg} + \frac{\Delta Y}{\Delta X} = \frac{-3,086}{-9,310} = +0,3315 = 18^\circ 24' \pm 180 = \text{Ю}3198^\circ.$$

В этом направлении на карте в определенном масштабе наносится вектор-результант, который вычисляется из отношения ΔX или ΔY соответственно к $\cos \alpha_{\text{ср}}$ или $\sin \alpha_{\text{ср}}$. В нашем примере вектор-результант равен 9,8. Кроме того, около каждого вектора-результанта наносится дуга, равная 90% углового рассеивания. В связи с этим этот метод иногда по сходству изображения называют методом «лука и стрелы».



Фиг. 2. Схема проверки равномерности и нормальности распределения

Имеется возможность рассчитать стандартные отклонения, которые могут заменить дугу углового рассеивания, но это потребует много времени.

Таким образом, метод Райха с дополнениями, внесенными И. И. Ващенко, не дает возможности объективно судить о направлении донных течений и служит главным образом для определения общего направления палеосклонов. Кроме того, он является трудоемким.

Методы, описанные Д. Кезо (Cazeat, 1961) и С. Фаркасом (Furkas, 1961), также относятся к методам векторного суммирования замеров по квадратам.

По методу Д. Кезо площадь изучаемых пород разбивается на равные квадраты, в каждом из которых на одном обнажении производится в среднем по три замера. Для каждого обнажения определяется средний азимут падения косых слоев. Затем последовательно по квадратам эти средние азимуты суммируются векториальным способом и средний вектор относится к центру каждого четырех квадратов. Автор указывает, что этот метод был заимствован у Пелетье.

Метод С. Фаркаса предусматривает также векториальное суммирование азимутов падения косых слоев по обнажениям и построение общих диаграмм-роз.

Равномерность замеров около среднего направления проверяется χ^2 -распределением. Вычисляются также стандартные отклонения. Оба эти метода не дают возможности детализировать картину разноса терригенного материала, выделить различные направления донных течений и главное совершенно не учитывают необходимость усреднения углов падения косой слойчатости, которые рассматриваются в отрыве от азимутов падения.

Метод П. Поттера и Д. Олсона (1954) основан на дисперсионном анализе. На различных иерархических уровнях (серия, пласт, обнажение, разрез, квадрат) производится выделение меж- и внутригрупповых дисперсий. При этом используются критерии F -распределений.

Основной задачей Поттера и Олсона является определение среднего азимутально-го направления падений косых слоев на более высоких уровнях, т. е. для квадратов или интервалов (полос, отвечающих ряду квадратов). Чтобы получить среднее азимутальное направление для каждого квадрата или интервала, необходимо среднее арифметическое всех замеров по разрезам умножить на величину, обратную сумме дисперсий всех измерений более низких уровней. Это основано на том, что дисперсия отдельного замера около среднего для любого уровня выборки равна сумме компонентов дисперсии для этого уровня и любых уровней ниже данного. Законность подобного суммирования связана с тем, что отклонения на каждом уровне являются независимыми. Указывается также, что извлечение квадратных корней из этих сумм дисперсий для каждого исследуемого уровня дает оцененное стандартное отклонение отдельного замера, которое является оценкой надежности среднего значения для этого уровня. Таким образом, этим методом находят средневзвешенные по дисперсиям азимутальные направления для каждого квадрата, интервала и для района в целом и определяют также стандартное отклонение средних значений. Следует еще раз подчеркнуть, что абстрагирование от локального изучения путей разноса терригенного материала течениями не могут полностью удовлетворить геологов-нефтяников. Но этот метод, приспособленный для решения общих вопросов о направлении палеосклонов, является вполне экономичным и удобным при использовании вычислительных машин.

Несколько измененный вариант дисперсионного анализа был использован нами для объективного суждения о наличии различных направлений донных течений, существовавших во времени в данном районе. При этом F распределение являлось критерием для решения вопроса, относятся ли наши группы замеров к одной или нескольким совокупностям. В связи с этим имеющаяся совокупность замеров в том же примере была разбита на 12 столбцов в геохронологической последовательности производства замеров. Сумма квадратов всех индивидуальных замеров составляет 5029463. Сумма квадратов итогов по столбцам, деленная на среднее число замеров в столбцах, 4797797. Квадрат общего итога всех замеров, деленный на общее число замеров, равняется 4657755.

Схема расчета заимствована у В. В. Налимова (1960, табл. 5).

Таблица 5

Рассеивание	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия	F_1
Между пластами в обнажении разреза альба	4 797 797—4 657 755 =140 042	12—1=11	12, 731	$\frac{12,731}{2,185}=5,88$
Между сериями в пластах	5 029 463—4 797 797 =231 666	12(9,9—1) =106	2185	

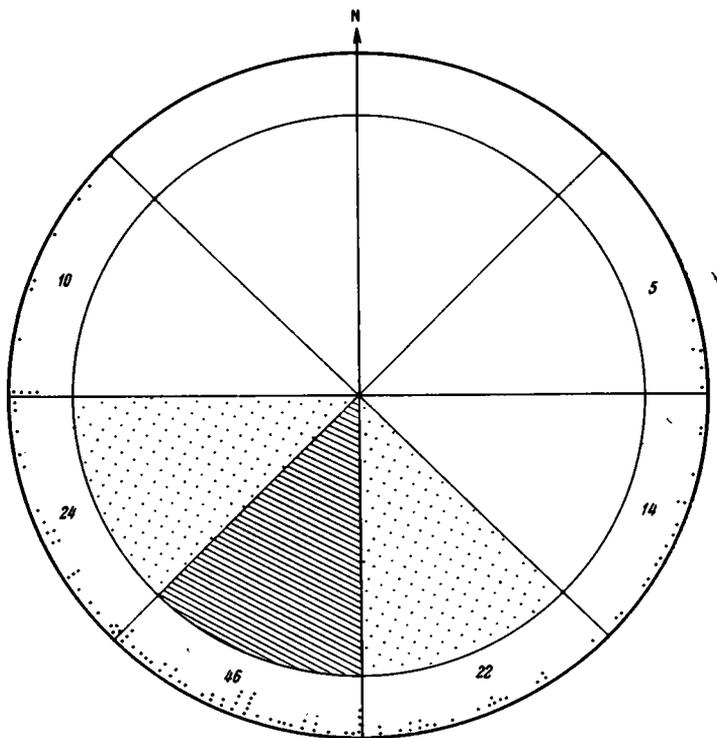
Сопоставляя $F_1=5,88$ с таблицами F -распределений при 2%-ном уровне значимости, равном при указанных степенях свободы 2,53, приходим к выводу, что все 119 замеров нельзя рассматривать как одну совокупность.

Таким образом, применяя последовательно подобные расчеты для более узких стратиграфических интервалов, можно выделить всю гамму направлений донных течений. Однако критерий F -распределения, очевидно, является более жестким и поэтому может быть использован при проведении крупномасштабных исследований.

Одним из существенных недостатков рассматриваемого метода является полное

принебрежение углами падения косых слоев, которые, как уже указывалось, могут дать ценную информацию для реконструкций динамических условий осадконакопления.

В. Таннер (Tapner, 1955) свой статистический анализ строит на том, что мода является особенно ценной, так как ее можно использовать для разделения некоторых компонентов. В связи с этим азимутальный круг разбивается на октанты. Все замеры, принадлежащие одной свите или ярусу, разносятся по азимутальному кругу (фиг. 3) с точностью до 5. Затем подсчитывают количество наших замеров в каждом октанте. Среднеарифметическое (\bar{X}) по октантам в нашем примере составляет 15, стандартное отклонение σ — 14,4.



Фиг. 3. Схема расчета по методике В. Таннера
Общее количество замеров (Т-119); средняя величина по октантам
($\bar{X} = 15$); стандартное отклонение σ — 14,4

Те октанты, в которых количество замеров превышает сумму среднеарифметического плюса величина стандартного отклонения ($\bar{X} + \sigma$) считаются наиболее достоверными указателями направления донных течений. При графических построениях эти октанты заливаются тушью. Те октанты, количество замеров в которых примерно равняется величине одного стандартного отклонения, заштриховываются и рассматриваются как малозначительные; тогда как октанты, в которых количество замеров меньше разницы между средним арифметическим и стандартным отклонением, считаются вообще несущественными. Затем производится картирование полученных результатов. Метод В. Таннера имеет некоторые преимущества перед построением диаграмм-роз, однако этот метод не может являться критерием для объективного выделения количества направлений донных течений, так как не дает объективного суждения о количестве независимых совокупностей замеров. Кроме того, метод Таннера не предусматривает одновременного усреднения углов падения и тем самым снижает свое значение. Это же касается и метода построения диаграмм-роз.

В заключение следует отметить, что на современном уровне реконструкций систем донных течений существующая методика редукции и построения диаграмм-роз является вполне удовлетворительной (Гроссгейм, 1965; Вассоевич и др., 1964; Хабаков, 1951, и др.).

Однако в дальнейшем при более крупномасштабных реконструкциях, по-видимому, потребуется более совершенный и корректный математико-статистический аппарат. В этом случае из всех разобранных выше методов следует рекомендовать метод, заимствованный из группы палеомагнитных исследований ВНИГРИ (Комиссарова, 1964).

Этот метод, несколько измененный, дает возможность получать одновременно средние значения азимутов и углов падения косых слоев, объективно судить о всей гамме палеотечений, существовавших в конкретном районе в течение строго фиксированного промежутка геологического времени, зашифрованных в азимутальном многообразии падений косых слоев.

Авторы выражают благодарность В. А. Гроссгейму и А. Н. Храмову за оказанную помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. и Гроссгейм В. А. Техника редукции по сетке Вульфа на примере определения первичного наклона косых слоев. Спутник полевого геолога-нефтяника. Гостоптехиздат, 1954.
- Вашенко И. И. Об условиях накопления ленской и оленекской угленосных серий в дельте р. Лены, Тр. н.-и. ин-та геол. Арктики, т. 107, 1959.
- Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, 1958.
- Гроссгейм В. А. О характере течения во-флишевых бассейнах, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 1, 1963.
- Гроссгейм В. А. Донные течения в мокракском бассейне Южного Ставрополя. Докл. АН СССР, т. 156, № 4, 1964.
- Гроссгейм В. А. Методы реконструкции течений в ископаемых бассейнах. Методы палеогеографических исследований. Изд-во «Недра», 1965.
- Гроссгейм В. А. Донные течения кавказской части майкопского бассейна в связи с поисками литологических экранированных залежей нефти. Сб. памяти И. О. Брода, 1965.
- Животовская А. И., Айнемер А. И., Одесский И. А., Яхнин Э. Я. Очерки по физической седиментологии. Изд. «Недра», 1964.
- Комиссарова Р. А. Статистический анализ при палеомагнитных исследованиях, Тр. Всес. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 204, 1963.
- Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, 1960.
- Jorling A. Y. Hydraulic studies on the origin of bedding. Sedimentology, v. 2, No 2, 1963.
- Pelletier B. R. Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. Bull. Geol. Soc. America, v. 69, No 8, 1938.
- Pettijohn F. J. Paleocurrents and Paleogeography. Bull. Amer. Assoc. Petro. geologist, v. 46, No 8, 1962.
- Potter P., D. Olson. Variance compotents of crossbedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of estern interior Basin (Geological aplication). J. Geol., v. 62, No 1, 1954.
- Reiche P. An analysis of cross-lamination the coconino sendstone. J. Geol., v. VXLVI, No 7, 1938.
- Tanner W. F. Paleogeographic reconstructions from crossbedding studies. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist., v. 39, No 12, 1955.
- Ten Haaf. Tectonic utility of oritnted resedimentation structures. Geol. en mijnbouw. No 2, 1957.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
25.V.1965

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 550.12

О КНИГЕ Л. Н. БОТВИНКИНОЙ «МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ИЗУЧЕНИЮ СЛОИСТОСТИ»¹

В. А. СОКОЛОВ

Рецензируемая книга содержит обобщение большого фактического материала. Изложение его в той логичной «рабочей» последовательности, которая применяется при литологических исследованиях, делает книгу не только по названию, но и по существу руководством для изучения слоистых текстур в осадочных породах и толщах. Основное внимание автор уделяет морфологическим признакам слоистости, методике ее изучения и текстурной характеристике отложений разных фаций с выводами по фациально-генетической классификации слоистых текстур. Каждый раздел содержит основанные на огромном личном опыте автора практические советы по изучению разных особенностей слоистости. Приятной особенностью работы является то, что автор оттеняет, где это требуется, различные подходы к решению того или иного спорного вопроса, приводит суждения геологов, которые иногда сама и не разделяет, а также то, что в заключении дается развернутая программа работы по текстурному анализу осадочных пород и толщ.

Книга весьма емкая, своевременная и появление ее нельзя не приветствовать.

Но во всякой, даже очень хорошей книге, имеются недочеты, недостатки, спорные положения и их тем больше, чем объемистее работа. Учитывая, что со временем может возникнуть вопрос о перензании «Руководства» мы сочли необходимым сделать некоторые замечания, которые может быть помогут автору в будущей работе.

Как уже отмечалось, книга чрезвычайно насыщена фактическим материалом: лишь перечень разбираемых вопросов в оглавлении занимает две страницы. Это и положительная и отрицательная особенность работы. Положительная, ибо в одной работе собраны сведения почти о всех аспектах разбираемого вопроса; отрицательная, так как такой энциклопедизм для методического руководства, которое должно быть лаконичным и удобным к употреблению в любой обстановке, утяжеляет работу с книгой и мешает отличить главное от второстепенного.

Ставя перед собой главную задачу по изложению методических вопросов, Л. Н. Ботвинкина менее требовательно подошла к рассмотрению терминологии, теории образования слоистости и др. В результате появились нечеткости формулировок. Так, разбирая вопросы терминологии в первом разделе труда, автор дает характеристику слоистости в двух ее смыслах: как текстуру осадочных толщ (слой, пласт и т. д.) и как текстуру породы (слоек и т. д.), однако определения так же, как и границы объемов того и другого понятия, не всегда четки. Так, например, говорится, что «в отличие от слоя слоек внутри может быть однороден, но и иметь двучленное строение». А разве слой не имеет такого же строения? Фиг. 2 книги показывает, что слои также имеют двучленное строение. Эта же фигура указывает на полное сходство строения слоев (III, С₁, С₂, С₃) со строением слоек (I, Sp). Это же замечание относится и к таблице 1, где, говоря о связи слоя и слойка с породой, автор вступает в противоречие с той же фиг. 2. Не оговаривается значение термина «прослой», хотя он фигурирует в разделе, который претендует на четкое различие в понимании употребляемых терминов.

Говоря о повторяемости слоевых единиц, автор дает характеристику ритмов, циклов, но и здесь не всегда четко проводит грани между этими понятиями. По-видимому, всякое направленное и различающееся во времени повторение слоек и слоев образует ритмичность или цикличность и различать (и определять) это явление следует с повторяемости низших слоевых единиц. В данной работе это слои и с повторяемости (ритмической) породы в слойках, наверно, и должен начинаться ряд определен-

¹ Изд-во «Наука», 1965 г.

ных терминов повторяемости (ритмичности). Требуется большая четкость определения соподчиненности и взаимозависимости понятий слой (слоек) ритм (цикл) — фашия (фашиальная обстановка) и т. д.

В ходе изучения слоистых толщ иногда на первых порах трудно найти место для слоистой текстуры в ряде предлагаемых названий слоевых единиц. Встает вопрос о необходимости иметь термины свободного рабочего пользования, хотя таких в работе не предлагается.

При освещении вопроса о причинах возникновения слоистости автор стремился к краткости изложения, помня, что этот вопрос был подробно изложен в предыдущей монографии. Однако такое стремление привело к тому, что в начале второго раздела оказались не строго разграниченными факторы внешние (общегеологические), способствующие и регулирующие поступление осадочного материала (в любой форме) в область осадкообразования (тектонические движения и климат как наиболее постоянно действующие, а также магматизм, биологический и др. факторы, обусловленные первыми) от причин («внутренних») фашиальных, непосредственно регулирующих ход осадкообразования и формирования слоистых текстур. Поэтому, например, в книге пульсационная подача материала в осадок относится к числу факторов седиментации, хотя пульсационно подаваемый материал, так же как и постоянно подаваемый до образования осадка со слоистой текстурой, должен пройти через воздействие физико-механических, химических и биологических агентов. Поэтому пульсационная подача материала влияет на осадкообразование, но не может быть основным фактором, создающим слоистость. К числу причин, непосредственно обуславливающих слоеобразование в стадию седиментогенеза, лишь с большой натяжкой можно отнести перераспределение и изменение материала в осадке в стадию диагенеза, что неоднократно утверждается в книге.

Следующее замечание касается принципа разделения морфологических типов слоистости на группы — «простая» и «сложная». Нам представляется, что группу «сложной слоистости» следует разделить на две части: собственно сложной и чередующейся (или можно дать другое название) слоистости. Это обусловлено следующим. К «простой слоистости» отнесены различные разновидности слоистости, образуемые «каким-либо одним механизмом седиментации, однородным движением среды отложения». Но, если эти условия меняются во времени, то будут образовываться пакки осадков с простыми, но чередующимися типами слоистости такими, например, как диагональная слоистость (фиг. 23). По рисунку это сложный тип слоистости, а по природе — чередование результатов действия двух механизмов образования слоистости простого типа, сменяющих друг друга во времени. Следует ли ее относить к числу сложных типов? По-видимому, если строго придерживаться данного в работе определения простого типа слоистости — не следует. Это тип чередующейся слоистости. Однако, если в момент осадкообразования на осадок одновременно воздействуют неоднородные (сложные) движения среды отложения, то и тип слоистости осадков, образуемых здесь, должен быть отнесен к числу сложных. Так, например, образование слоистости при одновременном воздействии волнения и приливов является по своей природе сложным, так же как и возникающая форма слоистости.

Хорошо иллюстрируется способ образования сложной слоистости на стр. 158 «Руководства». Количество таких примеров можно бы было увеличить, но дело сейчас не в примерах, а в принципе выделения. И здесь нельзя не согласиться с автором, что многие типы сложной слоистости еще не описаны и плохо изучены.

Основной материал второго и других разделов суммирован в серии таблиц. Многие из них, на первый взгляд, кажутся громоздкими. Однако при внимательном знакомстве это впечатление исчезает и выступает понимание продуманности и системы изложения огромного фактического материала. Исключение составляет таблица IV, где слоистость классифицируется по размеру; эту таблицу неудобно использовать в практической работе из-за громоздкости и непривычного звучания некоторых понятий (слоистость толщ — микрослоистая?!, текстура слоистости — глыбовая и т. д.).

В книге совершенно уместно значительное внимание уделяется рассмотрению вторичных линейно-ориентированных текстур, возникающих при диагенезе и метаморфизме. Однако о влиянии метаморфизма на слоистость говорится несколько односторонне, хотя этот вопрос имеет важное значение в связи с тем, что в последние годы все большее развитие получают литологические исследования в древних метаморфических толщах. А это влияние значительно многообразнее, чем указывается в «Руководстве». С одной стороны, метаморфизм иногда приводит к почти полному затухиванию слоистой текстуры и даже появлению метаморфической полосчатости (разного типа), выраженной более отчетливо, чем первичная слоистость. С другой стороны, появление в породе метаморфических минеральных новообразований как бы подчеркивает неотчетливо выраженную первичную слоистость. Последнее чаще проявляется в карбонатных, мергелистых, железистых и других породах. Таким образом, разностороннее проявление метаморфических изменений пород (и их осадочных текстур) заслуживает и более развернутого описания, значительно более полного, чем это дается в книге.

В «Руководстве», естественно, основное внимание уделено методическим советам по изучению слоистых текстур как одному из методов фашиального анализа, раскрывающему природу осадочных образований. Еще большие возможности будет иметь фашиальный анализ при одновременном изучении минералогии, химизма и других осо-

бенностей осадочных пород. Эта комплексность методов в фаціальном анализе общеизвестна, но в методическом руководстве необходимо больше подчеркивать этот вопрос.

Важное значение имеет фаціально-циклический анализ и нужно согласиться с автором в том, что этот вопрос требует специального рассмотрения и, вероятно, даже подготовки соответствующего методического руководства по фаціально-циклическому анализу осадочных толщ.

Мы не ставили перед собой задачу дать развернутый отзыв на книгу, а лишь хотели поделиться некоторыми впечатлениями, которые получили при использовании «Руководства» по прямому назначению в процессе геолого-литологического изучения древних толщ, а следует сказать, что «Руководство» является ценным пособием для литологов, в том числе для литологов-докембристов, так как текстурный анализ часто является основным методом изучения древних осадков, лишенных органических остатков. Поэтому системагизированный в «Руководстве» большой материал по типам слистости, характерным для различных фаціально-генетических обстановок, дает своеобразные эталоны для сравнения совокупностей текстурных особенностей в хорошо изученных и литологически расшифрованных разрезах с искомыми разрезами докембрийских толщ.

Сделанные выше замечания не умаляют значения очень важной и трудоемкой работы. Они лишь показывают, что вопросы текстурного анализа пород, то есть анализа седиментационных слонстых и неслонстых текстур, вторичных диагенетических и метаморфических текстур осадочных пород, а также текстурного анализа осадочных толщ, а особенно периодичности седиментации, основываются на весьма многообразных и сложных природных явлениях и требуют дальнейшего целенаправленного изучения. Большой знаток и энтузиаст текстурного анализа осадочных образований Л. Н. Ботвинкина дает в заключении своего «Руководства» развернутую программу работ в этом направлении. Значение этих работ в теоретическом и практическом отношении трудно переоценить. И есть все основания ожидать, что геологические организации страны найдут возможность поставить специальные тематические исследования по дальнейшей разработке методики текстурного анализа.

Институт геологии
Петрозаводск

Дата поступления
3.IX.1965

УДК 553.86

О ТАК НАЗЫВАЕМОМ КОЭФФИЦИЕНТЕ МЕТАМОРФИЧНОСТИ «С»

И. М. СИМАНОВИЧ

Во втором номере журнала «Литология и полезные ископаемые» за 1965 г. напечатана статья О. А. Черникова «О коэффициенте метаморфичности С».

Коэффициентом метаморфичности автором названа безразмерная величина С, получаемая по формуле:

$$C = \frac{\pi}{8} m \bar{d} = 0,392,$$

где m — число пересечений контактов песчаных зерен линейкой окуляр-микрометра и \bar{d} — средний арифметический диаметр обломочных зерен. По идее автора, коэффициент С отражает степень уплотненности песчаных пород в результате развития структур растворения под давлением, причем введение среднего арифметического диаметра \bar{d} дает возможность применять предлагаемый метод подсчетов к песчаным породам любого гранулометрического состава. С известными оговорками можно согласиться, что коэффициент С отражает степень развития структур растворения под давлением. Но вся беда в том, что автор придает коэффициенту С универсальное значение: «Выражение степени преобразования породы в абсолютных единицах позволяет проводить картирование зон различной степени измененности пород и выделять их в разрезе». О. А. Черников считает, что введенный им коэффициент является единственным объективным критерием степени измененности пород и отрицает парагенетический анализ аутигенного минералогенеза. Он подчеркивает преимущество нового метода перед использованием глинистых минералов в качестве индикаторов стадий преобразования, так как изучение глинистых минералов «...требует привлечения сложной аппаратуры, что не всегда возможно».

Со всеми этими положениями автора нельзя согласиться по следующим причинам.

1. Коэффициент С совершенно не отражает развития в песчаных породах регенерационного кварцевого цемента, тесно сопряженного и непосредственно генетически связанного с развитием структур растворения под давлением. Именно регенерационный цемент в сочетании со структурами растворения определяет сливной характер глубоко эпигенетически преобразованных песчаных пород. Кроме того, регенерационный цемент в песчаных породах не всегда связан с переотложением кремниескислоты непо-

средственно в пределах данного пласта. При чередовании прослоек песчаных пород, в различной степени обогащенных глинистыми минералами, интенсивное развитие структур растворения (микростилолитизация) обычно происходит лишь в прослойках, обогащенных глинистыми минералами, с переотложением кремнекислоты в соседних, хорошо промытых песчаных пластах (Симанович, 1964). В последних структуры растворения могут почти полностью отсутствовать, что, однако, не означает слабой степени преобразования всей толщи в целом.

2. Таким образом, в пределах одной толщи нередко отмечаются прослойки с резко различной степенью развития структур растворения под давлением. Нами также описан случай, когда микростилолитизация в верхних частях километрового разреза шокшинской свиты (Карелия) развита заметно интенсивнее, чем в его основании; в подстилающих же породах верхних пачек петрозаводской свиты микростилолиты почти совсем отсутствуют. На интенсивное развитие микростилолитов на сравнительно небольших глубинах указывал Хилд (Heald, 1955). Напомним, что О. А. Черников считает микростилолиты (сутуры) показателем наиболее интенсивного преобразования песчаных пород, поскольку микростилолитизация обеспечивает наиболее высокие значения коэффициента С.

Отсутствие прямой зависимости степени развития структур растворения под давлением от глубины погружения, т. е. от давления нагрузки, обусловлено рядом факторов и в первую очередь различными тонкими минеральными примесями, играющими роль катализаторов при развитии структур растворения под давлением. Такими катализаторами, по литературным данным и наблюдениям автора, могут быть глинистые минералы, обломочные слюды, окислы железа и включения органического вещества. Механизм катализа очень сложен и обсуждался в ряде работ советских и зарубежных авторов (Копелиович, 1958; Heald, 1959; Thomson, 1959; Weyl, 1959; Gorbatschev, 1962; Lerbekmo and Platt, 1962). Изучение интенсивности развития структур растворения в конкретных породах для правильного понимания степени их эпигенетической преобразованности, необходимо вести с параллельным исследованием тонких фракций (глинистых минералов и пр.), что связано с привлечением дорогостоящей аппаратуры.

Предложенный О. А. Черниковым «коэффициент метаморфичности» может принести определенный вред делу изучения вторичных преобразований терригенных осадочных пород. Его кажущаяся «универсальность» освободит недостаточно вдумчивых литологов от необходимости кропотливого и всестороннего минералого-петрографического изучения пород.

Оценка степени преобразованности осадочных пород — дело тонкое и чрезвычайно трудное. Эта проблема может решаться лишь комплексными литологическими исследованиями и на большом количестве объектов.

В заключение необходимо отметить, что метод подсчета относительного количества контактов типа структур растворения в некоторых случаях с успехом может применяться для приближенной оценки степени преобразованности структур песчаных пород (Taylor, 1950). Нами этот метод был применен для сопоставления развития конформных и инкорпорационных структур в совершенно однотипных кварцевых породах различных частей разреза шокшинской свиты (Карелия).

Способ оценки степени развития структур растворения под давлением, предложенный О. А. Черниковым, можно использовать при изучении песчаных пород определенного типа (со структурами растворения, но без регенерационного цемента) и обязательно в комплексе с другими литолого-петрографическими методами, позволяющими достоверно оценить степень преобразованности пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1958.
- Симанович И. М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.
- Черников О. А. О коэффициенте метаморфичности «С». Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.
- Gorbatschev R. The pre. cambrian sandstone of the Gotska Sandön Boring Core. Bull. geol. Inst. Uppsala, v. XXXIX, 1962.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones. J. Geol., v. 63, No 2, 1955.
- Heald M. T. Significance of stylolites in permeable sandstones. J. Sediment. Petrol., v. 29, No 2, 1959.
- Lerbekmo J. F. and Platt R. L. Promotion of pressure. solution of silica in sandstones. J. Sed. Petrol., v. 32, No 3, 1962.
- Taylor J. M. Pore space reduction in sandstones. Bull. Am. Petro. Geol., v. 34, No 4, 1950.
- Thomson A. F. Pressure solution and porosity. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. Spec. Publ., No 7, 1959.
- Weyl P. K. Pressure solution and the force of crystallization a phenomenological theory. J. Geophysical Research, v. 64, 1959.

ХРОНИКА

УДК 552.574.2

ЗАСЕДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНЫХ КОМИССИЙ ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ И УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

В Венгрии, в г. Будапеште, с 18 по 21 октября 1965 г. состоялись заседания Международных комиссий по углепетрографическому анализу и углепетрографической номенклатуре. На заседаниях присутствовали делегаты из 15 стран: Австралии, Австрии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Голландии, Индии, Испании, Италии, СССР, США, Франции, ФРГ, Чехословакии и Югославии. От Советского Союза делегатами были: председатель национального комитета геологов СССР, член-корреспондент АН СССР И. И. Горский, заместитель директора по научной части Геологического института АН СССР П. П. Тимофеев и старший научный сотрудник ГИН АН СССР Л. И. Боголюбова.

I. Заседание Международной комиссии по углепетрографическому анализу открыла президент комиссии М. Т. Маковская (Maszkowsky, ФРГ). Она сформулировала основные вопросы, подлежащие обсуждению: 1. Влияние влажности аншлифа на величину отражательной способности угля. 2. Влияние изменения величины отражательной способности эталона на величину отражательной способности угля. 3. Зависимость величины отражательной способности от величины витренизированного фрагмента. 4. Установление границы величины отражательной способности между гелефицированными (активным) и фюзенизированным (инертным) компонентами угля.

М. Т. Маковская указала, что влияние влажности на величину отражательной способности сказывается в пределах ошибок анализа. В связи с влиянием влажности дискутировался вопрос о влиянии подсушивания угля на величину отражательной способности. Особенно это важно для низкоуглефицированных углей, легко поддающихся окислению. В результате дискуссии было решено определять степень углефикации угля по величине отражательной способности аншлифа угля, выдержанного в эксикаторе в течение 24 часов.

По второму вопросу М. Т. Маковская отметила, что числовое выражение отражательной способности угля при прочих равных условиях зависит от величины отражательной способности эталона. Она привела данные измерения отражательной способности в различных лабораториях мира по 6 эталонам, различающимся величиной отражательной способности. Было решено проводить измерения отражательной способности углей по отношению хотя бы к двум эталонам, имеющим различную отражательную способность.

Оживленная дискуссия была по третьему вопросу относительно различной отражательной способности витрита «А», залегающего в угле полосами более 50 м, и витрита «Б», составляющего гетерогенную часть гелинитового угля. В докладе Тайлор (Taylor, Австралия) указал, что витрит «Б» имеет более высокую отражательную способность по сравнению с витритом «А» в различных степенях углефикации. М. Тайхмюллер (Teichmuller, ФРГ) предложила измерять отражательную способность только витритов «А», поскольку отражательную способность витритов «Б» точно замерить невозможно, так как в них часто включены микроспоры, имеющие меньшую отражательную способность. Б. Альперн (B. Alpern, Франция) считает необходимым измерять отражательную способность обоих витритов, однако предложил уточнить отношение микрокомпонентов к витриту «А» и «Б». Было принято решение определять степень углефикации угля, измеряя отражательную способность как витрита «А», так и витрита «Б».

Были доложены результаты исследования, полученные П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой, касающиеся зависимости свойств гелефицированной древесины (витрита «А» по Тайлору) от фациальных условий осадко- и угленакопления. Были подчеркнуты различия древесины, выделенной из разных литологических и фациальных типов пород и углей по содержанию в ней углерода, кислорода, а также величине отражательной способности. Эти различия в ряде случаев определяются масштабом целой стадии углефикации.

Маковская подчеркнула важность проведенных исследований гелефицированной древесины, захороненной в различных породах и углях, для более точного определения стадий метаморфизма угля, а также для «теории углеродного коэффициента». Принято решение включить в план аналитической комиссии исследование этого вопроса, а также предложено каждому члену комиссии проводить работу на собственном материале и результаты направлять секретарю комиссии Р. Хевия (Hevia, Испания) или М. Маковской.

По вопросу границы величины отражательной способности между микрокомпонентами группы витринита и инертинита, Б. Альперн показал, что она лежит между 1,6 и 3,5%. При этом он отметил, что если семифузунит ассоциирует с витринитом в угле, то он плавится при подогревании такого угля до 800°. Если же семифузунит с той же отражательной способностью ассоциирует с фузинитом, то он не плавится. По Тайлору семифузуниты с отражательной способностью примерно 1,5% являются инертными, но известны еще реакционноспособные витриниты даже при большей отражательной способности. М. Маковская подчеркнула, что одинаковая отражательная способность различных мацеральных групп в ряде случаев не обуславливается одинаковым химическим составом и технологическими соотношениями. В заключение она отметила, что вопросы подсчета мацералов и определения отражательной способности отдельных мацералов являются очень важными при анализе углей, поэтому исследования в этом направлении необходимо провести более детальные.

Дискутировался вопрос о влиянии окисления на отражательную способность. Интересное сообщение сделал И. А. Брегер (Bregger, США). Он показал, что при окислении витрита на воздухе отражательная способность его уменьшается. При этом в элементарном составе угля происходит уменьшение С и увеличение О. При окислении витрита в воде при $t=22^{\circ}\text{C}$ его изменения аналогичны тем, которые обнаруживаются на воздухе, а при окислении угля в воде и подогревании до 100° изменений в витрите не наблюдается, так как в такой воде значительно меньше кислорода.

В итоге работы аналитической комиссии было выяснено, что отражательная способность витринита и микрокомпонентов других групп зависит не только от степени их углефикации, но и от среды захоронения, от типа ассоциаций микрокомпонентов, от степени первичного и вторичного окислений.

В связи с этим в план работы комиссии было включено решение следующих вопросов: 1) исследование влияния подсушивания угля на его отражательную способность; 2) измерение отражательной способности витритов «А» и «Б», выделенных из угольных пластов, пород кровли и почвы, а также прослойки с учетом их фациальной принадлежности; 3) исследование границ отражательной способности между реактивными и инертными микрокомпонентами.

Пленарное заседание комиссии по углепетрографической номенклатуре открыл приветствием академик Академии наук Венгерской Народной Республики Е. Шадетский-Кардош (Szadetzky-Kardoss). Президент этой комиссии В. Спакман (Spakman, США) остановился на основных вопросах работы комиссии в текущем году. Он указал, что номенклатурная комиссия должна работать в контакте с аналитической комиссией. М. Маковская выразила согласие по этому поводу и дополнила, что работа обеих комиссий должна быть тесно связана и с практическим использованием угля.

П. П. Тимофеев осветил основные положения классификации микрокомпонентов и генетической классификации гумусовых углей основных бассейнов СССР. Он отметил, что рассмотрение угольного пласта как закономерного звена угленосной формации в целом в связи с комплексным литолого-фациальным изучением вмещающих пород и всесторонним исследованием вещества углей позволило выявить генетические признаки последних, отражающих их природу и происхождение. П. П. Тимофеев подробно остановился на принципах выделения и номенклатуры основных таксономических единиц микрокомпонентов и углей, подчеркнул особенности их соотношения в системе классификаций, кратко остановился на характеристике генетических типов углей и указал морфологические особенности последних на каждой стадии углефикации, начиная с торфа и кончая антрацитом. Он также охарактеризовал фации торфонакопления, обусловившие формирование того или иного генетического типа угля, установление которых им обосновано особенностями палеогеографических обстановок осадко- и угленакопления. П. П. Тимофеев привел данные по сопоставлению таксономических единиц микрокомпонентов и генетических типов углей последних с существующими в настоящее время подразделениями микрокомпонентов и углей в СССР и за рубежом. В заключение П. П. Тимофеев отметил, что система Стопс-Геерлена, принятая более 30 лет назад, естественно, сейчас уже устарела в связи с успехами в познании вещества и генезиса углей. Периодический и своевременный пересмотр

старых терминов и принципов классификаций по мере развития любой науки, в том числе и петрографии углей, является вполне закономерным и необходимым условием в исследовательской работе.

Члены номенклатурной комиссии ознакомились с микроструктурой охарактеризованных им генетических типов углей и признаками их классификации. Л. И. Боголюбова продемонстрировала на новом микроскопе «Opton» фирмы Цейс прозрачно-полированные шлифы из различных бассейнов и месторождений СССР. Вещество угля просматривалось как в проходящем простом и поляризованном, так и в отраженном свете.

Доложенные материалы классификации вызвали ряд вопросов, касающихся причин различной степени разложения лигнино-целлюлозных тканей, роли исходного материала в формировании генетических типов углей, вопросы, связанные с их химическими и технологическими свойствами, а также коксованием.

Брегер указал на преимущества предложенной Геологическим институтом АН СССР генетической классификации гумусовых углей перед классификацией Стопс-Геерлена. Он подчеркнул целесообразность выделения более индивидуализированных типов вещества угля для исследования. Брегер предложил П. П. Тимофееву и Л. И. Боголюбовой проведение совместных петрографических и геохимических исследований на американских углях и углях СССР.

П. П. Тимофеев доложил классификацию и номенклатуру бурых углей Н. И. Бабинковой и С. А. Мусял (Ин-т геологии и разработки горючих ископаемых, Москва). Предложенная классификация мацералов построена с учетом двух признаков: вещества и его структуры, исключая лейптинитовые микрокомпоненты, которые устанавливаются только по веществу, ввиду их ботанических особенностей. Рассматриваемая классификация мацералов согласуется с ранее предложенной в Геологическом институте АН СССР. Расхождения имеются только в терминологии, которая здесь не имеет единого принципа построения.

В высказываниях отмечалась необходимость создания единой классификации углей для всей гаммы углефикации от торфа до антрацита.

Большой интерес вызвал доклад И. И. Горского на тему «Карта прогноза угленосности Европы». В нем были освещены основные закономерности распределения угольных бассейнов и возможные прогнозы угленосности на территории Европы. По докладу был задан ряд вопросов, касающихся методики составления карты в целом и по отдельным угольным бассейнам. Члены комиссии подчеркнули важность проведенной работы и отметили не только ее теоретическое, но и практическое значение.

20 октября заседания номенклатурной комиссии проводились отдельно по буровой и каменноугольной подкомиссиям.

III. На заседании номенклатурной подкомиссии по бурым углям М. Тайхмюллер (председатель) осветила вещественно-петрографический состав мягких бурых углей, охарактеризовала мацералы и микролитотипы, состоящие из сочетания определенных мацералов. Для выработки унифицированной терминологии и понимания мацералов и типов углей М. Тайхмюллер продемонстрировала таблицы сопоставления мацералов и типов углей, которые приняты в классификациях различных исследователей. Более подробно она остановилась на классификациях, предложенных ею совместно с Ф. Бергером (Berger, ФРГ), Хагеманом (Hagemann, ФРГ) и Шоошем (Soos, Венгрия). Она указала, что при составлении классификации они стремились по возможности придерживаться принципов выделения и номенклатуры мацералов и микролитотипов каменных и твердых бурых углей. Характеризуя группу гуминита, Тайхмюллер отметила, что в нее входят телинит или ксилинит (гумусные ткани), гумодетринит (гумусный детритус) и гелинит (чистый гель). Л. И. Боголюбова указала на отсутствие единого признака в выделении мацералов, что затрудняет их понимание. На необходимость введения единого принципа в обозначение и выделение мацералов группы гуминита указал также Хагеманн. Бергер подчеркнул, что различная степень разложения растительного материала в процессе гелефикации имеет очень большое значение в решении вопросов брикетирования угля, поэтому он предложил учитывать степень разложения при выделении мацералов угля и их обозначении. Сцабо-Пельшоци (Szabo-Pelsozci, Венгрия) придерживается такого же мнения. При обсуждении поставленного вопроса было указано, что мацералы, вошедшие в группу гуминита, являются не равнозначными по объему. Было отмечено, что гумодетринит и гелинит скорее отражают смысл микролитотипов, в то время как телинит является типичным мацералом. В результате длительного обсуждения не было выработано единого мнения относительно понимания принципов выделения и терминологии мацералов группы гуминита. В связи с этим для унификации понимания мацералов этой группы было предложено организовать в Аахене (ФРГ) в апреле 1966 г. colloquium для членов комиссии по просмотру шлифов мягких бурых углей под микроскопом в проходящем и отраженном свете.

Изложенные М. Тайхмюллер представления различных ученых по мацералам группы лейптинита оказались более или менее едиными, за исключением отнесения суберинита в эту группу. Бергер предложил, ссылаясь на классификацию мацералов системы Геологического института АН СССР, мацерал суберинит из группы лейптинитов отнести к мацералам, возникшим из лигнино-целлюлозных тканей.

Длительной была дискуссия по мацералам группы инертинита, Тайхмюллер отметила, что с точки зрения генетических особенностей группа инертинита подразделяется на различные мацералы: карбинит, макринит, семимакринит, инертотеринит, склеротинит. Предложенные подразделения группы инертинита, Тайхмюллер сопоставила с представлениями других ученых по этой группе мацералов. Л. И. Боголюбовой было сделано замечание, касающееся термина «инертинит». Она подчеркнула, что в каменных углях инертность вещества рассматривается по отношению к коксованию. Однако в бурых углях мацералы, возникшие в процессе геелефикации с последующей фюзенизацией, являются химически активными. Бергер присоединился к мнению Л. И. Боголюбовой и дополнительно указал на неравнозначность мацерала инертотеринита с остальными мацералами этой группы. Много дискутировали по поводу термина макринит, который является условным и совершенно не отражает сути мацерала. Выяснилось отсутствие единого понимания этого мацерала.

Еще более сложным оказался вопрос унификации микролитотипов бурых углей, так как все предложенные классификации различных исследователей построены по разным признакам и значительно расходятся в терминологии. Тайхмюллер отметила, что свести эти классификации воедино является большой проблемой. Она указала, что определение микролитотипа, принятое в Международном словаре для каменных углей, не применимо для бурых углей. Под микролитотипом в бурых углях следует понимать определенные ассоциации мацералов. Тайхмюллер доложила предложенную ею с соавторами классификацию микролитотипов. Обмен мнениями по поводу понимания тех или иных микролитотипов привел к возможности более точного сопоставления микролитотипов в классификациях различных авторов, что является важным моментом в продвижении вопроса по унификации микролитотипов бурых углей. Д. Минчев (Минсев, Болгария) высказал мнение о необходимости создания единой классификации для каменных и бурых углей в том числе и торфа; мотивировал он это тем, что каменные и бурые угли связаны единым процессом углеобразования.

П. П. Тимофеев подчеркнул, что нет достаточных оснований классифицировать отдельно бурые и каменные угли. Эта точка зрения им была высказана еще на прошлом заседании комиссии в Геелене (Голландия) в 1964 г. Тогда он указывал, что необоснованное отделение углей одних степеней углефикации от других и фиксирование этого терминологией создает дополнительные трудности в изучении эволюции угольного вещества при метаморфизме, познание которой необходимо для решения многих теоретических и практических задач, поставленных в геологии, химии и технологии угля. Демонстрируя таблицу изменения мацералов в процессе углефикации, он отметил, что все мацералы, которые обнаруживаются в торфе и мягких бурых углях, встречаются в углях любой другой степени углефикации. Они отличаются между собой лишь по ряду морфологических вторичных признаков, так как углефикация, накладываясь, не стирает первоначальных генетических отличий мацералов. Именно на этом основывается петрографический метод определения степени углефикации угля, который оправдывает себя уже в течение ряда десятилетий.

Тайхмюллер в своем выступлении указала, что мацералы и микролитотипы мягких бурых углей сильно отличаются от мацералов и микролитотипов каменных углей, особенно из группы гуминита. В них еще четко проявляются ботанические особенности исходного материала, вследствие недостаточного уплотнения. Однако она считает, что классификация и терминология как мацералов, так и микролитотипов должна быть по возможности ближе к классификации последних в каменных углях, т. е. Стопс-Геерленовской. В процессе дискуссии по поводу создания единой классификации для всей гаммы углей или для мягких бурых и каменных раздельно у членов комиссии общего мнения выработано не было.

В конце заседания Л. Шош сделал интересное сообщение относительно измерения отражательной способности мягких бурых углей и изучение бурых углей в люминесцентном микроскопе. Он указал, что в мягких бурых углях переходы между мацералами более постепенны, чем в каменных углях. Поэтому на субъективной основе вряд ли возможно провести точный анализ мацералов в угле. Объективными методами определения мацералов мягких бурых углей являются отражательная и люминесцентная фотометрия. Сообщение Л. Шоша вызвало большой интерес у членов комиссии. Члены комиссии пришли к единому мнению в следующее издание Международного словаря включить описание методов исследования мягких бурых углей.

В соответствии с последним пунктом повестки дня заседания были отредактированы и приняты к печати описания терминов «кутинит», «резинит» и «флобафенит».

IV. На заседании номенклатурной подкомиссии по каменным углям были обсуждены, отредактированы и с некоторыми добавлениями приняты к печати определения терминов «микролитотип», «карбосилицит», «карбоминерит», «карбо-полиминерит», которые были предложены М. Т. Маковской как продолжение развития понятий, касающихся микролитотипов.

Длительной была дискуссия по вопросу понимания термина «коллинит», вызванная предложением Б. Альперна. Он указал, что в углях встречаются две формы коллинита: коллинит гомогенный, не обнаруживающий клеточной структуры, встречающийся полосами с четкими контурами без посторонних включений, и коллинит, играющий роль цемента в угле, который он предложил называть гетерогенным. Он отметил,

что указанные коллиниты различаются по коксующимся свойствам, а поэтому их различие учитывается при расчете коксовых шихт. Б. Альперн указал, что гомогенный коллинит сопоставляется с витритом «А», а гетерогенный — с витритом «Б» по Тайлору. П. П. Тимофеев отметил, что по всем признакам гомогенный коллинит никакого отношения к коллиниту не имеет и его без сомнения следует относить к теллиниту по системе Стопс-Геерлена и к гелинито-телиниту по системе Геологического института (Москва).

Гетерогенный коллинит представляет собой результат полного разложения растительного материала в процессе геелефикации, вследствие чего вещество его прошло при своем образовании в торфогенном слое жидкую стадию и поэтому оказалось способным цементировать форменные элементы, являющиеся на той стадии превращения твердыми телами. В связи с этим, гетерогенный коллинит является коллинитом по системе Стопс-Геерлена или гелинито-коллинитом по системе Геологического института АН СССР. Наряду с этим, к теллиниту следует отнести не только те растительные остатки, которые сохранили в той или иной мере клеточную структуру растительной ткани, но и те, которые оказались бесструктурными, но, однако, не потеряли форму и сохранили четко очерченные контуры. Многие члены комиссии присоединились к разъяснению П. П. Тимофеева в вопросе понимания теллинита и коллинита. Б. Альперн высказал предложение гомогенный коллинит называть «криптотеллинитом». Он подчеркнул, что история угля непрерывна с момента накопления и превращения исходного материала, а также последующей его углефикации. Для более точного познания вещества угля следует его изучать в менее измененном виде, т. е. на низких стадиях углефикации. В связи с выступлением Б. Альперна, М. Тайхмюллер заметила, что первичный процесс потери клеточного строения растительного материала в торфогенном слое связан с процессом геелефикации. При углефикации геелефицированного материала происходит процесс витризации, приводящий к гомогезации угольного вещества. В мягких бурых теллинитах является постоянной составной частью, а коллинит — отсутствует. Спакман предложил целесообразным в номенклатурной подкомиссии по бурым углям участвовать обязательно тем исследователям, которые хорошо знают и бурые и каменные угли. М. Маковская обратилась к М. Тайхмюллер с просьбой при разработке методики определения отражательной способности бурых углей учитывать решения аналитической комиссии по этому вопросу.

В результате обсуждения поставленного вопроса было решено для выработки единого понимания степени структурности компонентов группы витринита подготовить шлифы и аншлифы к следующему заседанию номенклатурной комиссии с целью совместного их просмотра.

Следующим пунктом повестки дня заседания было обсуждение предложения Альперна и Штаха по вопросу понимания мацералов «инертодетритит», «макринит» и «микринит». Альперн сформулировал основные признаки перечисленных мацералов и осветил их детальную характеристику. Было высказано возражение против термина «макринит», который отражает только размерность частичек и не включает сути микрокомпонента, т. е. вещества и его структуры. Далее отмечено, что приведенная характеристика макринита не подчеркивает принципиальных его отличий от инертнодетритинита, в связи с чем оба мацерала углей становятся еще более непонятными и трудноопределимыми. В результате дискуссии по охарактеризованным трем мацералам не было выработано единого мнения относительно понимания этих мацералов. Поэтому было предложено членам комиссии детально исследовать эти мацералы на материале собственных углей и послать свои соображения Альперну или Штаху.

У 21 октября на пленарном заседании Комиссии в соответствии с повесткой дня В. Спакман подвел итоги работы номенклатурной комиссии. Им был поставлен на обсуждение вопрос, предложенный Брегером, о проведении с П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой совместной работы по химическому и петрографическому исследованию углей из месторождений США и Советского Союза. Комиссией было одобрено предложение Брегера относительно комплексных исследований углей двумя лабораториями различных стран. Было отмечено, что эта работа имеет большое значение в решении задачи единого понимания составляющих угля, принципов их классификации и выработки единой терминологии мацералов и микролитотипов углей.

В заключение своего выступления В. Спакман остановился на задачах и содержании III издания Международного словаря, который должен выйти в свет в 1968 г. Было высказано мнение М. Маковской, В. Спакмана и др. о целесообразности опубликовать классификацию углей системы Геологического института АН СССР в III издании словаря. Это предложение было принято.

Далее Штах предложил создать каталог работ по разным страхам, касающихся исследований угля. Это предложение комиссией одобрено.

М. Тайхмюллер осветила основные вопросы, которые были проработаны на заседаниях буроугольной подкомиссии, и охарактеризовала принятые решения.

Было высказано единое мнение о необходимом контакте в работе каменно- и буроугольной подкомиссий, так как каждая из них обсуждает и решает очень близкие вопросы. Обе подкомиссии также должны согласованно работать с аналитической комиссией.

В. Спакман указал, что следующее заседание комиссий предполагается организовать в Мадриде (Испания) во второй половине октября 1966 г.

VI. В заключение следует отметить, что в результате обсуждения и обмена опытом работы между членами комиссий по вопросам методов исследований, принципов классификации и терминологии мацералов и углей, их генезиса, связи с химико-технологическими свойствами, выяснилась потребность в большей индивидуализации угольного вещества при изучении его различными методами. Это видно из того, что в рамках системы Стопс-Геерлена были выделены новые мацералы и типы углей, которые раньше обезличивались вследствие их объединения в различные обобщенные единицы.

Отсутствие до сих пор единого мнения на понимание мацералов: «макринит», «микринит», и другие из группы инертинита, а также «коллинит» и «телинит» объясняется стремлением искусственно приспособить новые данные, полученные по их вещественному составу, химической характеристике и генезису, к устаревшей классификации мацералов и углей системы Стопс-Геерлена, которая является описательной и чисто петрографической. Неэффективное в ряде случаев обсуждение вопросов, касающихся понимания мацералов и микролитотипов углей, поставило на повестку дня задачу выработки единых принципов их классификации на генетической основе и для всей гаммы углей в целом.

Признание некоторыми исследователями необходимости построения генетически обоснованной единой классификации углей представляется большим достижением в работе комиссий и является новым шагом на пути использования данных петрографии углей для решения теоретических и практических задач, поставленных перед геологией угля и углехимией.

Все заседания и дискуссии проходили в дружественной обстановке.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
17.XII.1965

К СВЕДЕНИЮ ЛИТОЛОГОВ

3. XXIII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КONGРЕССА состоится 19—28 августа 1968 г. в Чехословакии (г. Прага).

В числе 13 тем конгресса есть две темы по осадочным породам: № 8 — Образование и классификация осадочных пород (исключая коры выветривания и пирокластические отложения) и № 11 — Образование углей и вопросы угленосных отложений (генетические классификации угольных бассейнов, классификационные критерии для угольных ресурсов).

Заявки на доклады с тезисами (на 2 стр.) следует прислать в Комиссию не позднее 1 ноября 1966 г.

Цена 1 р. 25 к.

Индекс
70493

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

Богачев А. И., Зак С. И. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО МАССИВА ГАББРОИДНЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ. (Геология, петрография, петрология, металлогения). 1963. 159 стр. 97 коп.

Борсук А. М. ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ГЛАВНОГО КAVКАЗСКОГО ХРЕБТА. Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 86. 1963. 160 стр. 94 коп.

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ. Т. 2. Минералогия редких элементов. 1964. 830 стр. 5 руб.

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА. Труды Геологического института. Вып. 97. 1963. 180 стр. 1 р. 18 к.

Жемчужников Ю. А. СЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ. Труды Геологического института. Вып. 86. 1963. 71 стр. 37 коп.

Максимова С. В. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ В НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ. 1963. 90 стр. 75 коп.

Розонова Е. Д. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА. 1963. 136 стр., 30 табл. 1 р. 12 к.

Соколов В. А. ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ. 1963. 184 стр., 71 рис. 1 р. 15 к.

Чернов В. М. СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КАРЕЛИИ. 1964. 104 стр. 71 коп.

Книги продаются в магазинах книготоргов и «Академкнига».

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10 магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, 55, проспект Октября, 129.

«АКАДЕМКНИГА»



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»