

# *Литология* *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1965

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



6

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, В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР.

# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 6, 1965 г.  
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью	3
З. А. Степина. Метод люминесцентной корреляции и расчленения карбонатных толщ на примере разреза нижнего и среднего карбона Южного Тимана	20
А. Л. Юревич, А. Л. Соколова. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пелловых туфов Прибалханского района юго-западной Туркмении	34
К. Томашаев. Литология карбонатных отложений верхней юры Кугитанг-Тау и Кетмень-Чапты (Туркменская ССР)	54
Г. Н. Бровков, А. Е. Могилев. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу	67

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

О. В. Зарницкая. Условия образования нижнепермских красноцветных отложений Восточной Украины	75
С. В. Ходькова. О вторичных формах каинита на Стебникском месторождении калийных солей	79
В. Д. Тимофеев, В. Ф. Плужникова. Вторичный рутил в рыхлой толще Воронежской антеклизы	83

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Э. Н. Янов. К вопросу о «литолого-формационном» методе	85
Г. Х. Файнштейн, М. Н. Виниченко. Опыт применения литолого-формационного метода при изучении юрских отложений Иркутского амфитеатра	89
Н. М. Страхов. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова	91
Г. Ф. Крашенинников. Ответ на «Критику, оторванную от фактов»	106
А. А. Арустамов. Ещё раз о методе литолого-формационного анализа	110
От редколлегии	114
А. Н. Гейслер, И. С. Грамберг, В. Л. Либрович, Б. М. Михайлов, О. И. Некрасова, Я. К. Писарчик, Ю. И. Половинкина, В. Б. Татарский. Замечания по поводу критики на первую часть «Атласа текстур и структур осадочных горных пород»	114
От редколлегии	117
С. И. Шуменко. Об изучении цеолитов в изокайнозойских отложениях Русской платформы	117

## ХРОНИКА

П. П. Тимофеев. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу	120
Содержание журнала за 1965 год	125

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1965  
NOVEMBER — DECEMBER

## CONTENTS.

V. Z. Negruzta, T. F. Negruzta. Lithology and formation conditions of Proterozoic quartz conglomerates of Karelia in connection with their gold content	3
Z. A. Stepina. Method of luminescent correlation and subdivision of carbonate rock masses as illustrated by the Lower and Middle Carboniferous sequence of Southern Timan	20
A. L. Yurevich, A. L. Sokolova. Formation of thin fraction minerals in Upper Pliocene ash tufts of Pribalkhansk region in South-Western Turkmenia	34
K. Tomashaev. Lithology of carbonate deposits of the Upper Jurassic period of Kugitang-Tau and Ketmen-Chapty (Turkmenia)	54
G. N. Brovkov, A. E. Mogilev. To the problem of a classification of terrigenous sedimentary rocks by their material composition	67

## SHORT NOTES

O. V. Zaritzkaya. On formation of Lower Perm red deposits of the Eastern Ukraine	75
S. V. Khodkova. On secondary forms of kainite of the Stebnik potassium salt deposit	79
V. D. Timofeev, V. F. Pluzhnikova. Secondary rutile in the southern parts of the central areas	83

## CRITIQUE and DISCUSSIONS

E. N. Yanov. To the problem of the lithological-formation method	85
G. Kh. Fainstein, M. N. Vinichenko. The experience of using the lithological-formation method in a study of Jurassic deposits in Irkutsk amphitheatre	89
N. M. Strakhov. The problem of sedimentary rock formation in the interpretation of V. P. Kazarinov	91
G. F. Krashennnikov. Opponent's reply to a «Criticism dissociated from facts»	106
A. A. Arustamov. Is such a method necessary?	110
From the Editorial Board	114
A. N. Geisler, I. S. Gramberg, V. L. Librovich, B. M. Mikhailov, O. I. Nekrasova, Ya. K. Pisarchik, Yu. I. Polovinkina, V. B. Tartarsky. Remarks regarding the criticism of the first part of the Atlas of structures and textures of sedimentary rocks	114
From the Editorial Board	117
S. I. Shumenko. On zeolite studies in Mesocenozoic deposits of the Russian platofrni	117

## CHRONICLE

P. P. Timofeev. Sessions of International Commissions on the nomenclature of coal petrography and on the coal-petrographic analysis	120
---	-----

Технический редактор *Е. И. Гришина.*

Т-15083. Подписано к печати 3/ХІІ—1965 г. Тираж 1250 экз. Зак. 5918.  
Формат бумаги 70 × 108/16. Печ. л. 11,2+3 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 13,9.

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

УДК 549.514.71 : 553.411(471.22)

## ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛИИ В СВЯЗИ С ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТЬЮ

В. З. НЕГРУЦА, Т. Ф. НЕГРУЦА

Характерной особенностью протерозойских осадочных образований Карелии является широкое распространение среди них кварцевых конгломератов. Наиболее развиты они на Карельском массиве (Харитонов, 1964). По данным 62 разрезов, конгломераты составляют здесь около 2,5% от общей мощности осадочных пород. Предварительные подсчеты показывают, что с Карельским срединным массивом связано более 85% всех кварцевых конгломератов обширного Балтийского щита, причем главная их масса локализуется в пределах восточной половины массива, преимущественно на территории Центральной Карелии.

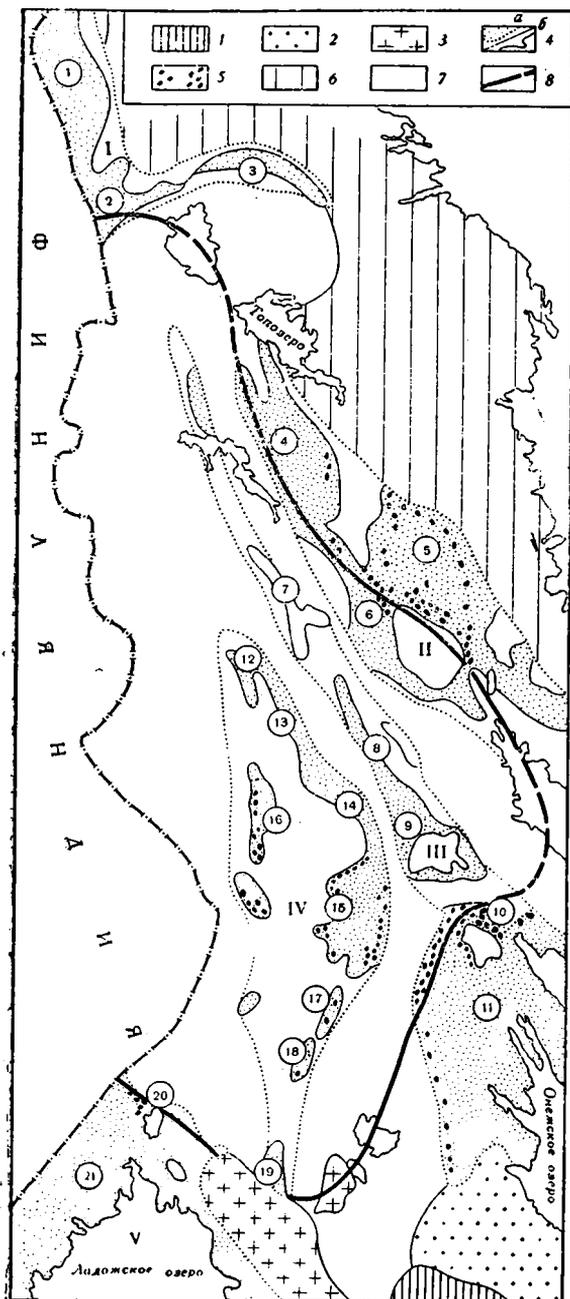
Основными вмещателями кварцевых конгломератов являются Янгозерская и Лехтинская структуры (фиг. 1). В меньшей степени они развиты в пределах Шомбозерской, Лубосалминской, Сегозерской, Костомукской, Суоярвинской, Онежской, Тулумозерской и Янисярвинской структур. В Кукаозерской структуре конгломераты составляют лишь редкие сантиметровые прослойки среди метаморфизованных песчаных пород, а севернее — в Куола-Панаярвинской структуре — они отсутствуют. Кварцевые конгломераты не установлены также и в Чиркокемской, Тикшозерской и Маслозерской структурах. Примечательно, что в этом направлении происходит смена континентальной литогенетической ассоциации пород морской.

Кварцевые конгломераты приурочены к разновозрастным стратиграфическим горизонтам.

На территории Карелии твердо установлены пять разновозрастных групп конгломератов: 1) предятулийская (постпарандовская); 2) нижнеятулийская (тунгудско-надвоицкая); 3) среднеятулийская (сегозерская); 4) верхнеятулийская (онежская); 5) постятулийская (иотнийская) (Харитонов, 1964; Негруца, 1963). Все они приурочены к осадочной части крупных осадочно-эффузивных серий и фиксируют начало и, редко, конец осадочных мегаритмов (фиг. 2).

В течение ряда лет (1957—1964 гг.) конгломераты Карелии были предметом детальных литологических исследований, проводившихся авторами совместно с Л. П. Безденежных, К. В. Ковалевой и др. под руководством И. С. Ожинского<sup>1</sup>. В процессе работ в протолочках из кварцевых конгломератов, шлихо-минералогический анализ которых проводился К. В. Ковалевой, было установлено визуальное золото. Размер золотинок, имеющих пластинчатую форму, составляет 0,1—0,6 мм, редко больше. На наличие золота в кварцевых конгломератах указывают так-

<sup>1</sup> Наши работы консультировал старший научный сотрудник ВСЕГЕИ А. В. Хабаков.



Фиг. 1. Схема структурных зон протерозоя Карелии и связь с ними кварцевых конгломератов

1 — палеозойский чехол Русской платформы; 2 — нотийский комплекс протерозойских образований; 3 — граниты рапакиви; 4а — условные границы структурных зон; 4б — контуры тектонических структур современных площадей развития протерозойских образований; I — Куола-Кукасозерская зона; структуры: 1 — Куолаярвинская, 2 — Панаярвинская, 3 — Кукасозерская. II — Шомбозерско-Выгозерская зона; структуры: 4 — Шомбозерская, 5 — Лехтинская, 6 — Компаковская. III — Чиркокемь-Онежская зона; структуры: 7 — Чиркокемская, 8 — Елмозерская, 9 — Сегозерская, 10 — Кумсинская, 11 — Онежская. IV — Большеозерско-Суоярвская зона; структуры: 12 — Большеозерская, 13 — Тикшозерская, 14 — Маслозерская, 15 — Янгозерская, 16 — Лубосалмская, 17 — Костомукская, 18 — Суоярвская, 19 — Тулумозерская. V — Ладожская зона; структуры: 20 — Янисярвинская, 21 — Ладожская; 5 — площади распространения кварцевых конгломератов (густота точек пропорциональна суммарной мощности горизонтов конгломератов); 6 — беломориды; 7 — массивы архейских (частично более молодых) гранитоидов; 8 — предполагаемая внешняя граница карельского среднего массива

же данные спектрального анализа с предварительным электрохимическим обогащением проб. Согласно этим данным, в различных пробах металл установлен в количестве от  $1 \cdot 10^{-5}$  до  $60 \cdot 10^{-4} \%$ . Кварцевые конгломераты Карелии могут быть перспективными на золото.

Ниже приводятся сведения по литологии и условиям образования кварцевых конгломератов. Выяснение условий образования кварцевых конгломератов Карелии представляет интерес в связи с изучением специфических особенностей докембрийского седиментогенеза.

## 1. КВАРЦЕВЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ПРЕДЯТУЛИЙСКОЙ И НИЖНЕЯТУЛИЙСКОЙ СЕРИИ

Кварцевые конгломераты относящиеся к предятулийской серии, достоверно установлены в Лехтинской структуре на участках Пибозеро, Нигалма и Лобаш. В первых двух местонахождениях они слагают маломощные линзовидные тела в кварцитовых пачках, залегающих в амфиболитах, хорошо обнажены и изучены в поверхностных выработках. На участках Лобаш конгломераты установлены единичными скважинами в пачке разнозернистых кварцитов, залегающей в толще чередующихся основных и кислых эффузивов. Здесь их мощность составляет 0,5—2 м.

К предятулийской серии относятся, вероятно, и кварцевые конгломераты южного берега Шомбозера и северного берега оз. Шоуярви. Описываемые конгломераты сходны с нижнеятулийскими, поэтому характеристики их генетических особенностей даются вместе.

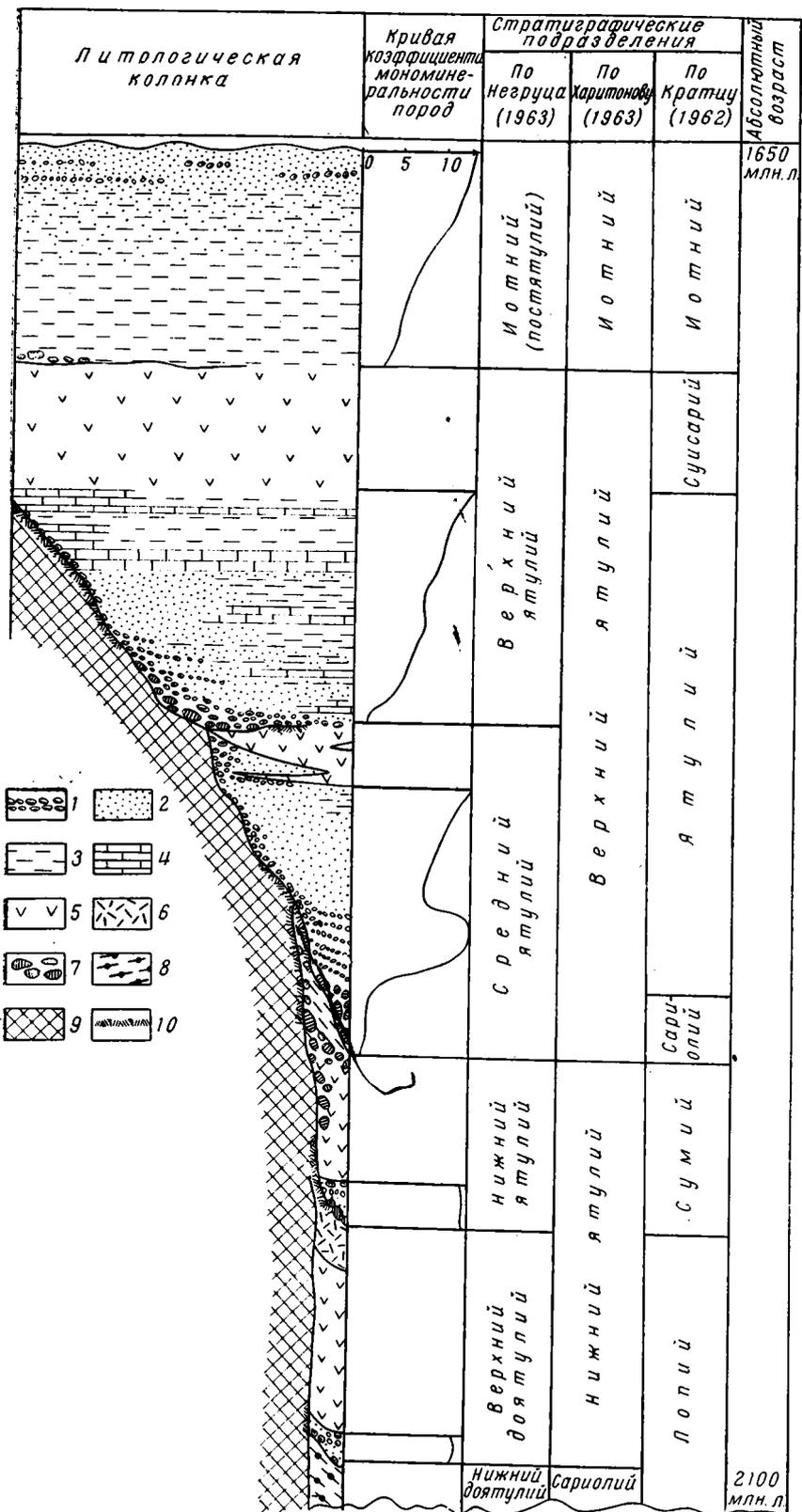
Нижнеятулийские кварцевые конгломераты наиболее широко развиты в Лехтинской структуре по ее юго-западному обрамлению. Здесь они прослеживаются более чем на 30 км по отдельным выходам от оз. Пигалма на юге до Воингозера на севере. Такие же конгломераты обнажаются южнее дер. Пяявара, у бывшей дер. Саповара и в других местах.

Незначительное распространение они имеют в Центральной Карелии, где достоверно установлены на южном берегу оз. Собачьего (Кумсинская структура), а также у Палозера.

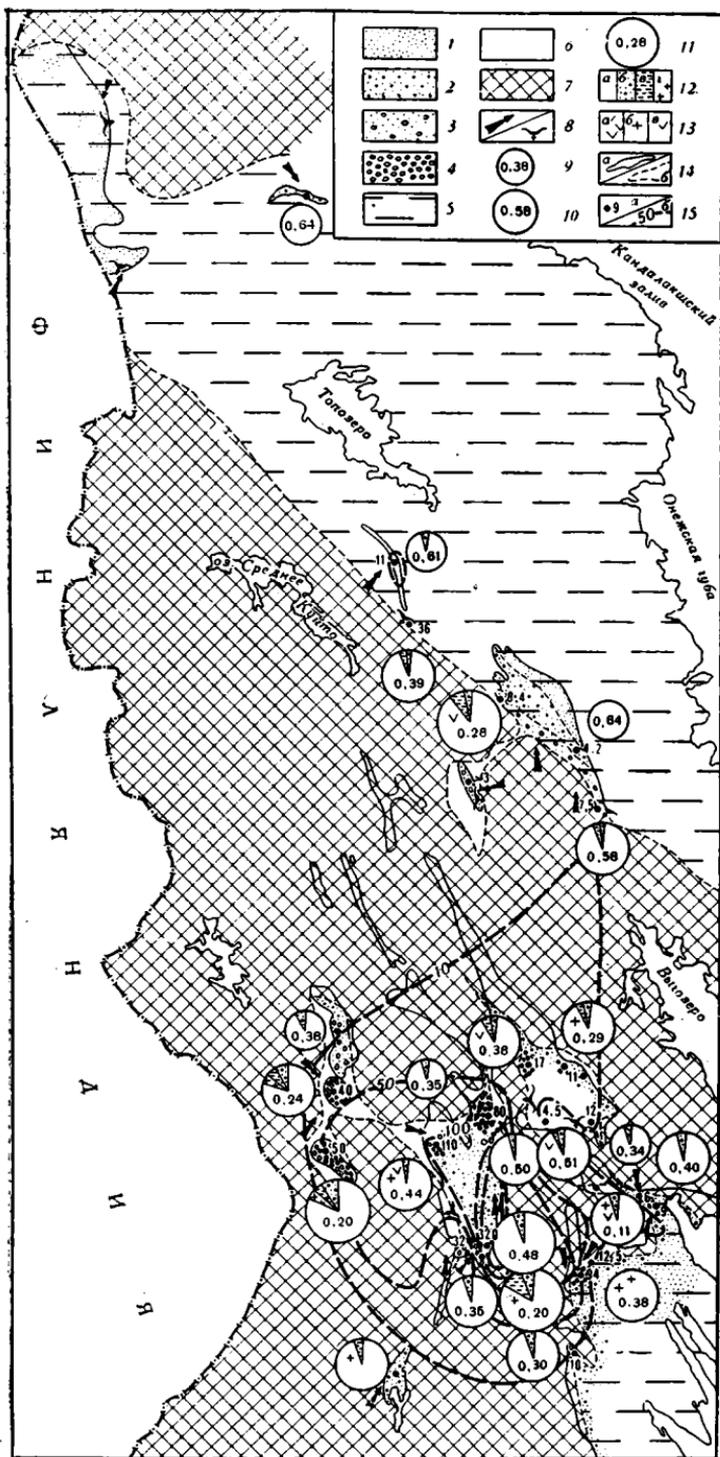
По литологическому составу и фациальным признакам в конгломератах выделяются два типа (фиг. 3). *I тип* характеризуется плохой сортировкой материала и упаковкой галек. Последние наблюдаются в виде маломощных (не более 10 см) линзовидных прослоек на границах мощных косослоистых серий, сложенных плохоотсортированными пудинговыми гравелитами и разнозернистыми кварцитами. Гальки в описываемых конгломератах составляют 25—50%, характеризуются плохой окатанностью и овально-удлиненной формой. Коэффициент окатанности их колеблется от 0,15 до 0,30. Первичная ориентировка выражена слабо. Длинной осью гальки ориентированы преимущественно в направлении наклона косой слоистости, а первоначальный наклон их — в противоположную сторону.

Слоистость в косых сериях вмещающих пород прямолинейная или слабовогнутая у основания, параллельная: обусловлена изменением гранулометрического состава, часто — расположением галек рядами или наличием трещинок наслоения; строение слоев неоднородное. Слойки располагаются неравномерно или образуют пачки: мощность их от 2 до 15 см, иногда больше. Угол первоначального наклона, как правило,  $>30^\circ$ . Границы между сериями прямые четкие, иногда слабовогнутые, часто с разрывом в основании. Серии параллельные или слабосрезанные, клиновидные. Более грубый материал в них приурочен к основанию или неравномерно разбросан по всей серии. Мощность серий от 0,15 до 3 м, чаще 0,5—1 м. Контакты конгломератов с вмещающими породами обычно резкие.

Описываемые конгломераты образовались, очевидно, за счет перемыва пудинговых песков. Вынесенный временными потоками неотсортированный материал постепенно промывался дождевыми струйками и «продувался» ветрами, в результате чего мелкие фракции были вынесены, а грубый материал образовал плохо упакованный галечник, превращенный впоследствии в конгломерат.



Фиг. 2. Схематический сводный разрез карелид, отображающий стратиграфическое положение кварцевых конгломератов Карелии: 1 — кварцевые конгломераты; 2 — разнозернистые кварциты и кварцито-песчаники; 3 — алевролиты, аргиллиты, частично туффиты и различные сланцы по ним; 4 — карбонатные породы (преимущественно доломиты); 5 — метаморфизованные основные эффузивы и связанные с ними туфы, туффиты, туфобрекчии и туфоконгломераты; 6 — эффузивы кислого состава, их туфы и туффиты; 7 — полимиктовые конгломераты и аркозы; 8 — сланцы и амфиболиты по туфам, туффитам и мергелям; 9 — гранитоиды фундамента; 10 — метаморфизованная кора выветривания каолинового типа



Фиг. 3. Литолого-палеогеографическая схема времени накопления средне-тульских галечников (конец среднего и начало верхнего макритмов)

Литологический состав горизонта: 1 — разнозернистые кварцито-песчаники и кварциты (кварцевые конгломераты отсутствуют); 2 — кварцевые конгломераты, состоящие от суммарной мощности горизонта: 2 — 10%, 3 — от 10 до 50%, 4 — >50%. Палеогеографическая обстановка: 5 — море, 6 — аллювиально-озерные котловины, 7 — суша, 8а — главные направления сноса обломочного материала; 8б — преобладающая ориентировка волноприбойных знаков. Сортировка конгломератов, медленное значение размера галек не превышает: 9 — 3 см, 10 — 3—5 см, 11 — 5—10 см (цифры в кружках обозначают коэффициент окатанности галек кварца). Петрографический состав галек: 12а — кварц, 12б — кварцит и кварцито-песчаник, 12в — сланцы по алеволитам и аргиллитам, 12г — гранит; 13а — основные эффузивы; 13б — единичные гальки гранита; 13в — единичные гальки диабазы; 14а — контуры площадей современного распространения средне-тульской серии; 14б — реставрированные палеограницы горизонта, для которого построена карта; 15а — максимальная мощность конгломератов в данном разрезе; 15б — изолинии равных суммарных мощностей кварцевых конгломератов средне-тульской серии

II тип отличается от первого упаковкой галечного материала (содержание галек составляет 70—90%) и окатанностью ( $K_0=0,36—0,50$ ), хорошей сортировкой материала, удлиненно-овальной и изометричной формой галек, а также мощностью, протяженностью и формой слагаемых ими тел и типом косой слоистости. По размеру галек различаются гравийные, мелкогалечные и среднегалечные конгломераты. Преобладающее значение имеют вторые. Среднегалечные составляют исключение, и наблюдаются обычно только в верхах осадочной свиты, на границе с эффузивным покровом (южный берег Шомбозера — Нигалма-Воингозеро).

Конгломераты II типа концентрируются в мощные (до нескольких метров) сложно построенные кварцито-конгломератовые пласты, прослеженные по простиранию на много километров. В пластах они то образуют единые тела, то расщепляются на множество слоев, то резко соприкасаются с кварцитами, в которых заполняют пологие и широкие понижения, ориентированные поперек наклона косой слоистости. Контакты конгломератов с вмещающими кварцитами внизу обычно резкие неровные, а сверху постепенные или резкие ровные.

Кварциты, вмещающие и чередующиеся с конгломератами, хорошо отсортированы и в большинстве случаев отчетливо косослоисты. Косая слоистость спорадически отмечается и в конгломератах. Она разнонаправленная, прямолинейная, сходящаяся вниз, или пучковидно группирующаяся, однородная, иногда s-образная; в кварцитах проявляется благодаря трещинам наслонения, а в конгломератах нередко обусловлена послонным расположением шпирита. Мощность слоев 0,1—0,5 см, угол наклона 15—20°. Серийные швы прямые или волнующие: серии непараллельные, слабосрезанные с наклоном в разные стороны. По составу и структуре пород серии однородны. Мощность их от нескольких сантиметров до 0,25 м. Гальки в описываемых конгломератах (там, где они не подверглись переориентировке) имеют отчетливую параллельную ориентировку длинных осей, направление которых в плане перпендикулярно к наклону косой слоистости. Наклон галек совпадает с наклоном косой слоистости.

Пласты с кварцевыми конгломератами описываемого типа сменяют в разрезе разномзернистые кварциты и правелиты, по литологическим признакам сходные с породами, вмещающими первый тип нижнеятулийских конгломератов. Вверх по разрезу они переходят в косослоистые кварциты, аналогичные кварцитам, чередующимся с конгломератами; в последних, однако, часто присутствует туфогенный материал. В плане конгломераты второго типа сменяются кварцитами, аналогичными вышележащим, которые в свою очередь замещаются различными кварцево-, хлорит- и карбонат-серицитовыми сланцами.

Все это позволяет предположить, что кварцевые конгломераты II типа образовались из прибрежных галечников, накопление которых происходило в зоне интенсивного волнения в условиях медленной трансгрессии вследствие многократного переотложения и тщательной сортировки ранее отложенного временными потоками материала. Таким образом в предятулийских и нижнеятулийских конгломератах можно выделить два генетических комплекса: пролювиальный и прибрежно-бассейновый. Оба комплекса широко развиты в пределах Выгозерско-Шомбозерской структурной зоны и характеризуются постоянством литогенетических признаков на всей площади их распространения.

По составу оба типа конгломератов мономиктовые. Галька в них представлена кварцем преимущественно молочно-белого цвета реже

голубовато-серого и дымчатого. Наблюдаются гальки ортокварцитов и яшмовидной породы, которые, однако, в общем балансе галек не превышают единиц процентов. Иногда присутствуют редкие гальки сланцев. Конгломераты сцементированы крупнозернистыми кварцитами или гравелитами, аналогичными вмещающим породам. Последние состоят из обломков кварца и серицита, образующего пленочный или поровый цемент. Кварц встречается в виде зерен неправильной формы, часто с мозаичной структурой и волнистым угасанием. Иногда обломочные зерна кварца содержат мелкие включения апатита и серицита.

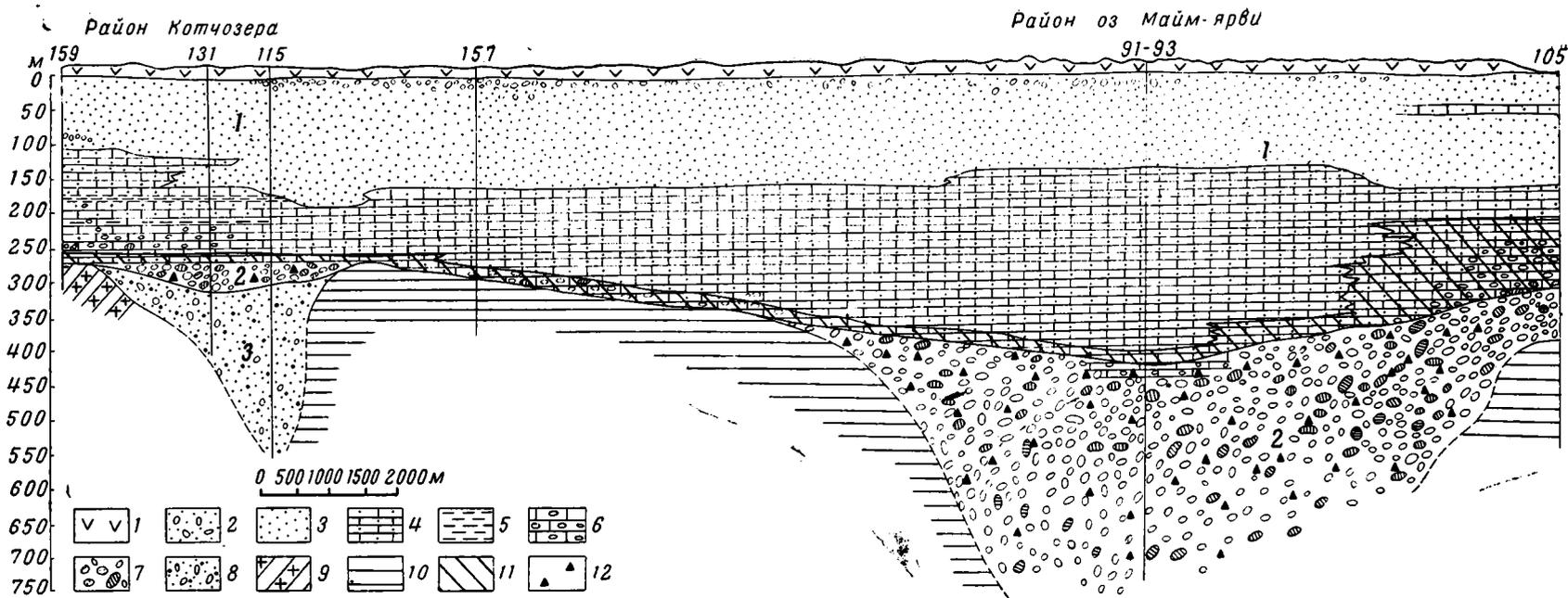
Наиболее характерными для цементирующей массы конгломератов являются микростиллитовая и конформная структуры (Копелиович, 1960). Наряду с кварцем в цементе конгломератов существенную роль играет пирит, присутствующий в виде хорошо ограниченных кристаллов и округлых зерен иногда оолитового типа размером 1—3 мм. Пирит иногда проникает по трещинам в гальках. Местами он подчеркивает косую слоистость. Содержание его в породе иногда составляет >30% объема цементирующей массы. Большая его концентрация наблюдается в конгломератах второго типа, особенно в травийных и мелкогалечных, в которых он составляет основную часть цементирующей массы. Акцессорные минералы в цементе описываемых конгломератов, по данным К. В. Ковалевой, разделяются на аллотигенно-терригенные и аутигенные, образовавшиеся после отложения обломочного материала, главным образом, вероятно, в стадию диагенеза. К первой группе относятся циркон, апатит, гранат, сфен, турмалин, ильменит, титаномапнетит, рутил, пирит, молибденит, золото, лейкоксен и др. В этой группе преобладает циркон, наблюдающийся в различных модификациях. Он является характерным акцессорным минералом гранитоидов архея. Из второй группы установлены гематит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, сфен, ксенотим, апатит, углистое вещество и др.

## 2. КВАРЦЕВЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ СРЕДНЕЯТУЛИЙСКОЙ СЕРИИ

Среднеятулийские кварцевые конгломераты отличаются от вышеописанных большим разнообразием литогенетических типов, обнаруживая существенные различия, как в вещественном составе, так и в условиях образования. По составу они делятся на полимиктовые, олигомиктовые и мономиктовые; по размеру галек — на валунные, крупно-, средне- и мелкогалечные, а также гравийные; по совокупности литогенетических признаков — на пять основных типов с подтипами. Распространение, размер и окатанность галек, а также палеогеографические условия образования описываемых конгломератов, мощность, усредненный состав показаны на фиг. 3.

*I тип* очень характерен для низов среднеятулийской серии Янгозерской и Сегозерской структур и отличается следующими признаками: общее содержание галек в нем составляет 25—30% реже больше, размер их колеблется от 1 до 10 см, присутствуют редкие валуны; окатанность фрагментов 0—2 балла (по пятибалльной шкале А. В. Хабакова); форма галек — изометрическая, овально-удлиненная, удлиненно-уплощенная, дискообразная, многоугольная. По составу фрагменты представлены кварцем (60—70%), гранитоидами (10—15% — местами до 60%), алевролитом, аргиллитом, кварцитом, реже доломитом. Цементом служит плохоотсортированный аркозовый песчаник с карбонатно-серицитовым цементом.

Конгломераты этого типа слагают линзы (обычно двояковыпуклые) среди массивно-крупнослоистых аркозовых песчаников с редкими мало-



Фиг. 4. Литологический профиль осадочной свиты среднеятулийской серии в южной части Янгозерской структуры

1 — основные эффузивы; 2 — кварциты с тонкими прослоями мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов и рассеянной галькой кварца; 3 — кварциты и кварцито-песчаники с кварцево-серпичитовым цементом; 4 — то же с карбонатным цементом; 5 — алевролиты и аргиллиты, частично красноватые; 6 — кварцевые конгломераты с карбонатным цементом; 7 — конгломераты кварцито-сланцево-кварцевые разногалечные (до валунистых); 8 — аркозы с рассеянной галькой кварца, сланца и гранита; 9 — кора выветривания гранитов; 10 — сланцы нижнеятулийской серии; 11 — зона обогащения хлоритом; 12 — магнетит. Макроритмы (цифры в кружках): 1 — верхний, 2 — средний, 3 — нижний

мощными (0,1—0,2 м) прослойками и линзами аргиллитов и алевролитов, на поверхности напластования которых наблюдаются многоугольники усыхания, следы течения струек воды и волочения камней, отпечатки капель дождя. Иногда вмещающие породы отчетливо косо-слоистые. Косая слоистость однонаправленная, грубая, прямолинейная, параллельная. Угол первоначального наклона косых слоев 25—45°. Косослоистые серии непараллельные, слабосрезанные, мощность их 0,25—3,5 м. Мощность конгломератовых линз в раздуве до 5 м, протяженность от 1 до 30—50 м. Общая мощность пачки ~ до 300 м (Энингилampi в Янгозерской структуре). В направлении наклона косой слоистости описываемые конгломераты замещаются гравийными аркозами, а последние — неотсортированными алевролитами с волнистой косой слоистостью. Вкост наклона косой слоистости породы выклиниваются и выпадают из разреза или сменяются осадочной брекчией гранитов. Все описанные признаки дают основание предположить, что образование конгломератов и вмещающих их пород происходило в условиях конуса выноса у подножия крутых склонов.

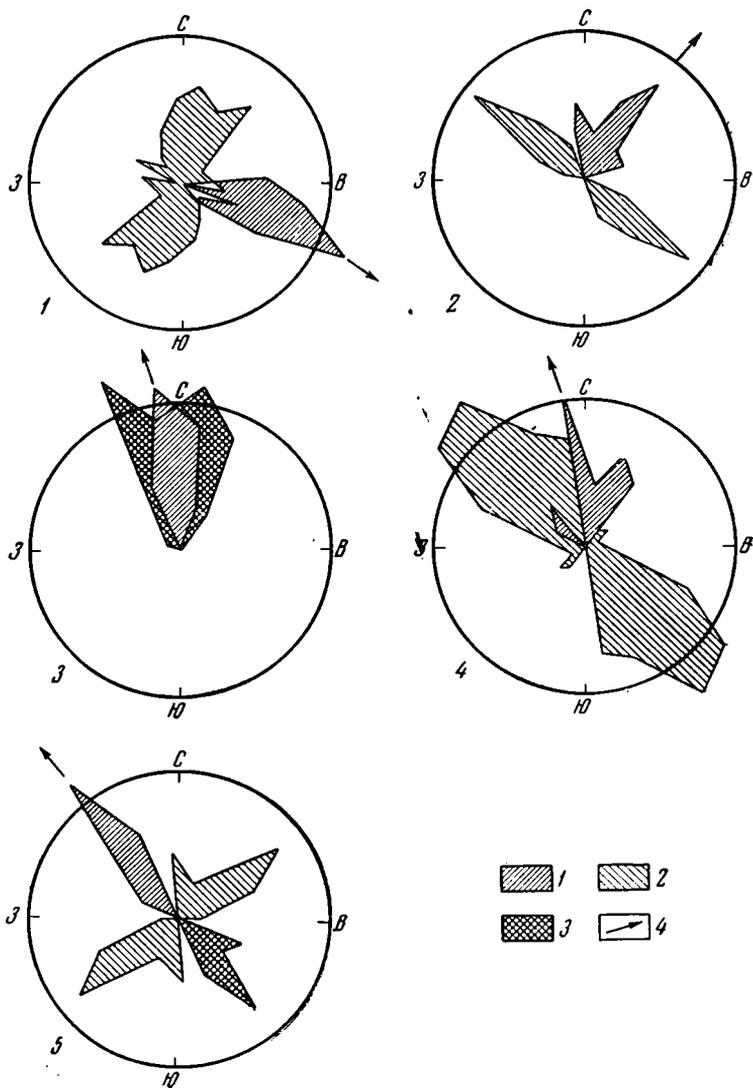
Вверх по разрезу толща, вмещающая эти конгломераты, часто сменяется пачкой лучше отсортированных пород с конгломератами второго и четвертого литогенетического типа.

*II тип* имеет гораздо более широкое распространение, чем первый и развит во всех основных структурах Карельского массива, располагаясь на различных стратиграфических уровнях среднеятулийской серии в основании осадочных макроритмов. Для конгломератов характерны следующие признаки: гальки в них составляют 30—70%, размер их колеблется от 1 до 10 см (по средней оси), реже до 20 см, преобладающий размер 5—7 см; окатанность галек 1—4 балла, преимущественно 2—3 балла. Часто встречаются гальки, раздробленные в процессе переноса. По их составу конгломераты описываемого типа относятся к полимиктовым и олигомиктовым; в каждом отдельном случае их вещественный состав имеет свои специфические особенности, зависящие от состава области сноса. Наряду с кварцем, составляющим обычно 70—90% от общего количества галек, присутствуют также фрагменты, сложенные кварцитами, джезпилитами, магнетитом, различными сланцами и гранитом. Форма галек зависит от их состава. Обычны изометричные (кварц, кварцит, гранит, джезпилит), овально-удлиненные и уплощенные дискообразные гальки (алевролит, аргиллит, туффиты).

Связующая масса конгломератов представлена разнозернистыми, различно отсортированными кварцитами, реже гравелитами, состоящими из угловатых зерен кварца (70—95%), полевого шпата (15—30%), магнетита (до 20%), цементируемых серицитом, карбонатом и хлопритом.

Конгломераты второго типа картируются в виде кулисообразно расположенных лентовидных полос с линзовидным или клиновидным поперечным срезом (фиг. 4) среди разнозернистых, обычно косо-слоистых кварцито-песчаников, алевролитов и аргиллитов. На подстилающих породах они залегают с разрывом. Граница с перекрывающимися породами то резкая, то постепенная.

Отложения, вмещающие конгломераты, отчетливо слоисты. Кварцито-песчаники обладают однонаправленной косой слоистостью, для алевролитов и аргиллитов характерна косоволнистая, реже мультислойная слоистость. Слоистость подчеркивается изменением гранулометрического и петрографического состава, трещинками наслоения. В кварцито-песчаниках она иногда проявляется благодаря скоплению галечного материала, в алевролитах — пубозернистой фракции песка.



Фиг. 5. Розы-диаграммы соотношения первоначального наклона кривой слоистости потокового типа с наклоном и ориентировкой длинных осей галек в среднеятулийских кварцевых конгломератах аллювиального происхождения

1 — наклон кривой слоистости; 2 — ориентировка длинных осей галек; 3 — направление наклона галек; 4 — направление течения потока. Янгозерская структура: 1 — Котчозеро; 2 — оз. Лоакка-лампи; 3—5 оз. Майм-ярви

Часто слоистость подчеркивается послойным расположением мартита или гематита, присутствие которых составляет одну из отличительных особенностей среднеятулийских конгломератов. Мощность слоев может меняться от первых миллиметров до 10—15 см, чаще она равна 1—2 см. Конгломераты также отчетливо косослоисты, что обусловлено слоистым расположением галек или наличием слоев минералов железа. Слойки в сериях либо прямолинейны и параллельны друг другу, либо выполаживаются и сходятся внизу. Угол первичного наклона равен 15—25°. Распределение слоев в сериях неравномерное. Косослоистые

серии имеют пластообразную или клиновидную форму. Серийные швы прямолинейные или вогнутые, слабосрезанные, реже параллельные. Характерным для описываемого типа отложений является наличие серий с заворотом слоев в ее верхней части.

Соотношение основных типов слоистости в разрезе и на площади весьма различно. Преобладают серии с однонаправленной косою слоистостью, которые вверх по разрезу и к латерали замещаются сериями с косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистостью. Такая смена типов слоистости сопровождается изменениями гранулометрического состава пород, что отражает хорошо выраженную микроритмичность. Строение косослоистых серий часто ассиметричное: грубый материал приурочен к основанию, более мелкозернистый — к верхней части серии.

Весьма характерным для данного литогенетического типа является наличие борозд размыва различной амплитуды, ориентированных в направлении преобладающего наклона косою слоистости, а также первичные косонаклонные расположения галек в конгломератах. Последние имеют преобладающий первоначальный наклон в сторону, противоположную наклону косою слоистости. Длинная ось галек в различных телах конгломератов ориентирована по-разному: перпендикулярно, параллельно или косо к линии преобладающего наклона косою слоистости (фиг. 5).

Мощность косослоистых серий колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Характерна общая тенденция к уменьшению мощности косослоистых серий снизу вверх по разрезу и по направлению от осевой линии линзы к ее периферии.

Вверх по разрезу и в направлении преобладающего наклона косою слоистости эти породы замещаются кварцевыми конгломератами и вмещающими их кварцито-песчаниками, выделенными нами в третий литогенетический тип.

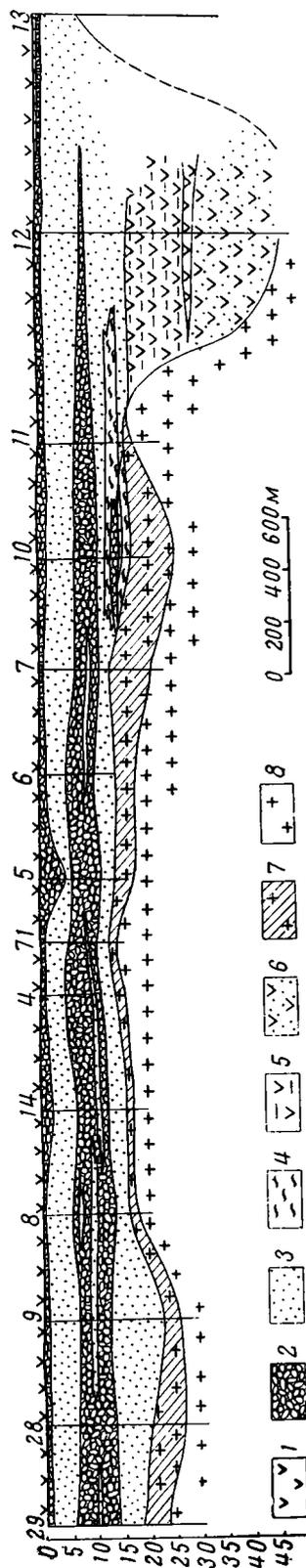
К латерали породы второго литогенетического типа либо оменяются отложениями, относящимися к первому типу, либо упираются в более древние породы, которые местами слагают террасовидные уступы.

Все это, по-видимому, свидетельствует об аллювиальном происхождении описываемых отложений. Конгломераты, вероятно, представляют собой отложения русел, тогда как вмещающие их породы относятся как к русловым фациям, так и к фациям прирусловой отмели, поймы и пойменных озер.

*III тип* конгломератов и включающие их генетически однотипные отложения фациально замещают отложения, содержащие *II тип* конгломератов. Замещение происходит путем взаимного чередования обоих типов, так что в разрезе получается характерный рисунок «ласточкинго хвоста».

Конгломераты третьего типа образуют в плане конусы, ширина которых варьирует от нескольких сот метров до нескольких километров. В поперечном срезе тела, сложенные описанными породами, имеют форму линз, мощность которых в раздуве измеряется десятками и даже сотнями метров.

Породы отчетливо косослоисты. Слоистость обусловлена послойным расположением рудных минералов (мартит, реже пирит) или слабым изменением гранулометрического состава. Наблюдается косая, средняя, редко шерекрестная, слабоизогнутая, веерообразно разнонаправленная слоистость. Слойки вогнутые, сходящиеся, обычно однородные. Особенно типична пучковидная слоистость. Она характерна для конгломератов.



Фиг. 6. Литологический профиль осадочной свиты среднеатлантийской серии, отображающий пример внутреннего строения прибрежно-морского литогенетического комплекса. Сечение, параллельное береговой линии палеобассейна (дер. Карташи). Выравнивание проведено по подошве эффузивной свиты

1 — основные эффузивы; 2 — мелко- и среднегалечные хорошоотсортированные кварцевые конгломераты; 3 — разнозернистые (преимущественно среднезернистые), хорошоотсортированные полевцошлатовые кварцито-песчанники; 4 — аргиллиты; 5 — основной литогенетический комплекс: туфы, переслаивающиеся с туфитами — мандельштейнами; 6 — туфо-песчанники; 7 — элювий (метаморфизованная кора выветривания гранитов); 8 — граниты неизмененные

Мощность слоев 0,5—1 см, наклон их изменчив, но не превышает 30°. Распределение слоев в серии равномерное. На плоскостях напластования слоев заметны примазки серицита (бывший каолин).

Конгломераты наиболее широко развиты в середине толщи. Они слагают протяженные, часто взаимопересекающиеся полосы, образующие в плане сложный сетчатый рисунок. В поперечном срезе они имеют форму клиньев (мощность 0,5—1 м), расположенных косо по отношению к общему напластованию и обуславливающих гигантскую косую слоистость. Нижняя граница конгломератов часто резкая, наблюдаются размывы, верхняя — постепенная, что связано с постепенным уменьшением сверху количества галек до полного их исчезновения.

Гальки в описываемых конгломератах составляют от 30 до 95%. Размер их от 1 до 5 см, чаще 1—2 см. Материал в конгломератах, как правило, хорошо отсортирован. По вещественному составу галек конгломераты на 95—98% состоят из кварца; лишь 2—5% приходится на долю галек кварцита и магнетита. Гальки других пород весьма редки, а фрагменты гранитов вообще отсутствуют. Коэффициент окатанности галек не превышает 0,50. Часто встречаются гальки, раздробленные в процессе переноса. Конгломераты сцементированы хорошоотсортированным среднезернистым, реже крупнозернистым кварцито-песчанником. Гальки в описываемых конгломератах почти всегда имеют идеальную первичную взаимопараллельную ориентировку длинных осей. Наклон галек не всегда отчетливо виден. В некоторых случаях наблюдается попеременный наклон в двух противоположных направлениях.

Породы третьего литогенетического типа можно рассматри-

вать как отложения приустьевой части реки. Конгломераты, по-видимому, представляют собой отложения многочисленных рукавов, на которые распадалась река у устья. Они вместе с вмещающими их кварцито-песчаниками вверх по разрезу переходят в очень хорошо отсортированные кварциты иногда с редкими маломощными прослойками кварцевых конгломератов, принадлежащих образованиям прибрежной зоны. Последние выделены нами в четвертый литогенетический тип.

*IV тип* конгломератов по вещественному составу и структурным особенностям аналогичен III типу. Отличие состоит лишь в форме слагаемых ими осадочных тел (фиг. 6) и морфологии слоистости. Эти признаки сходны с признаками конгломератов II типа нижнеятулийской серии, поэтому их описание здесь не дается. В плане и вверх по разрезу конгломераты IV типа сменяются отложениями с отчетливой горизонтальной слоистостью (средне- и мелкозернистыми кварцитами и кварцито-песчаниками, алевролитами и аргиллитами), фиксирующими фации спокойной седиментации. Это вместе с характером структуры и текстуры пород и формой слагаемых ими осадочных тел позволяет отнести их к отложениям прибрежного типа. По данным региональных палеогеографических построений, выделяются два типа прибрежных отложений: прибрежно-озерный и прибрежно-морской. Разница между ними состоит лишь в том, что прибрежно-морские конгломераты обычно пиритомсны, тогда как прибрежно-озерные обогащены окислами железа.

Таким образом, конгломераты среднеятулийской серии по условиям образования отчетливо подразделяются на пять литогенетических комплексов: пролювиальный, русловой, приустьевой (дельтовый), прибрежно-озерный и прибрежно-морской. Доминирующее распространение имеют конгломераты руслового и дельтового генезиса. Как уже указывалось, эти два типа конгломератов встречаются во всех структурах Карельского массива, по всему разрезу среднеятулийской серии, но наиболее типичны для низов разреза в Онежской и Янгозерской структурах. Конгломераты, образовавшиеся в условиях конусов выноса временных потоков, характерны для низов серии и известны только в пределах Янгозерской и Сегозерской структур. Прибрежно-морской литогенетический тип конгломератов свойствен обрамлению Карельского массива, однако встречается в пределах массива и приурочен к средней части серии.

### 3. КВАРЦЕВЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ВЕРХНЕЯТУЛИЙСКОЙ СЕРИИ

Максимальное развитие верхнеятулийские конгломераты имеют в южной половине Лехтинской структуры, где их мощность достигает нескольких десятков метров. Этот район расположен на краю Карельского срединного массива (см. фиг. 1) и тяготеет к зоне крупного разлома протерозойского заложения. В меньшей степени верхнеятулийские конгломераты развиты в пределах массива. Здесь они составляют относительно выдержанный, сложно построенный пласт переменной мощности (0,1—5 м), залегающий в нижней части серии (см. фиг. 2).

Верхнеятулийские кварцевые конгломераты по литогенетическим особенностям делятся на четыре типа: пролювиальный, речной, дельтовый и прибрежно-морской. Первые два встречаются только в Лехтинской и Янисярвинской структурах, дельтовые (приустьевые) и прибрежно-морские распространены на всей территории Карельского массива. По условиям залегания, форме осадочного тела, характеру внутреннего

строения и боковых замещений, типу слоистости и структуре. Эти конгломераты очень сходны с конгломератами аналогичных генетических групп среднеятулийской серии.

По вещественному составу верхнеятулийские конгломераты близки к пролювиальным конгломератам среднеятулийской серии. Они содержат гальку различных гранитоидов (1—45%) и сцементированы доломитовым аркозом. Кроме того, в них всегда присутствуют гальки различных осадочных пород (кварцито-песчаников, алевролитов, аргиллитов) и, реже, эффузивов подстилающих пород. При этом сверху по разрезу и на площади, по мере замещения пролювиальных конгломератов речными, дельтовыми и прибрежно-морскими наблюдается постепенное увеличение содержания кварцевых галек от 30—40 до 95—100%.

Из минералов тяжелой фракции для среднеятулийских конгломератов характерным породообразующим минералом является мартит или гематит, а для верхнеятулийских — титаномагнетит и сфен. Сульфиды имеют резко подчиненное значение и встречаются лишь спорадически, составляя отличительную черту конгломератов, образовавшихся за счет прибрежно-морских галечников.

К постятулийским конгломератам относятся кварцевые конгломераты шокшинской свиты ютнийской серии. Такие породы развиты в шокшинском разрезе и достаточно полно описаны Л. П. Галдобиной (1958) и И. М. Симановичем (1963). По комплексу генетических признаков они могут быть отнесены к дельтовым образованиям.

#### 4. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТИ

Приведенные данные позволяют наметить следующий фациальный ряд протерозойских кварцевых конгломератов Карелии: пролювиальный — аллювиальный — дельтовый — прибрежно-озерный, прибрежно-морской.

Первые четыре комплекса распространены в пределах Карельского срединного массива, отчасти локализуются по его периферии и характерны для низов средне- и верхнеятулийской осадочно-эффузивных серий. В формационном отношении они связаны с континентальной литогенетической ассоциацией разнородных кварцито-песчаников, кварцитов (бывших кварцевых и кварцево-полевошпатовых песков) и кварцево-серицитовых сланцев по алевролитам и аргиллитам (бывшим каолиновым глинам). Прибрежно-морские конгломераты приурочены к периферии массива; они встречаются во всех сериях, но наиболее широкое развитие получили в предятулийской, ниже- и верхнеятулийской сериях. Описываемые конгломераты свойственны паралитической литогенетической ассоциации хорошо отсортированных кварцито-песчаников, кварцитов, алевролитов, аргиллитов и сланцев по ним.

Существенно, что пролювиальные, аллювиальные и дельтовые конгломераты приурочены к линейновытянутым структурам, в поперечном срезе которых наблюдается скачкообразное изменение мощностей и резко трансгрессивное налегание верхних толщ на нижние. Эти структуры соответствуют краевым зонам современных грабен-синклиналей и синклиналиев и, судя по комплексу признаков, отвечают древним краевым тектоническим швам.

Прибрежно-озерные и прибрежно-морские конгломераты слагают плащеобразные тела на участках выдержанного или плавного изменения мощностей осадочного покрова. Это позволяет предположить, что прибрежные конгломераты образовались на пологих прибрежно-мор-

ских равнинах, а пролювиально-дельювиальные и дельтовые комплексы возникли главным образом в узких приразломных швах или у подножий временно существовавших крутых обрывистых склонов за счет их денудации.

Рассматривая вопрос об источнике обломочного материала при формировании конгломератов, необходимо иметь в виду характер разрезов и петрографический состав обломков в конгломератах. Выше было показано, что пролювиальные кварцево-гранитные конгломераты связаны постепенными переходами с полимиктовыми и олигомиктовыми речными и дельтовыми конгломератами, которые в свою очередь сменяются мономиктовыми прибрежно-озерными и прибрежно-морскими конгломератами. Толщи, вмещающие кварцевые конгломераты, пространственно тесно связаны с продуктами разрушения гранитоидов, заполняя впадины в гранитоидах, либо трансгрессивно перекрывая дютулийские осадочно-эффузивные породы и рвущие их гранитоиды. Существенно, что косяя слоистость потокового типа всегда имеет первоначальный наклон от гранитоидных массивов, в сторону осевых частей палеобассейнов (см. фиг. 3, 5). Это указывает на то, что кварцевые конгломераты, так же как и гранитные, образовались за счет размыва гранитных и гранито-гнейсовых массивов. Вместе с тем, это дает основание считать, что кварциты сформировались за счет дресвы коры выветривания, покрывавшей массивы гранитных пород.

Кварц в конгломератах накапливался в результате разрушения и многократного переотложения материала пегматитовых и кварцевых жил.

При образовании средне- и верхнеятулийских кварцитов определенное значение имели породы дютулийских предятулийской и нижнеятулийской серий, в которых среднеятулийские реки местами закладывали свои русла. Это подтверждается составом главных аллотигенных акцессорных минералов в цементе конгломератов и составом галек.

В предятулийское и нижнеятулийское время вся центральная и южная Карелия представляла собой приподнятый пенепленизированный массив, сложенный преимущественно гранитоидами, в пределах которого происходило интенсивное каолиновое выветривание. С северо-востока массив омывался обширным мелководным морем, береговая линия которого располагалась в пределах юго-западной половины Лехтинской структуры и простиралась на северо-запад в район Шомбозера и Топозера. Сюда с юго-запада периодически проникали временные потоки, выносившие с континента большое количество дресвы. Песчаные выносы временных потоков в прибрежной зоне подвергались многократному перемыву и сортировке; в результате этого возникли сложно построенные песчано-галечные слои, в дальнейшем преобразованные в тела кварцевых конгломератов.

В среднеятулийское время центральная Карелия продолжала существовать как относительно приподнятый массив, омываемый с северо-востока морем. Вместе с тем здесь возник ряд изолированных грабчеподобных впадин, в которых происходило интенсивное накопление обломочного материала, выносимого временными потоками. В дальнейшем временные потоки приобрели черты рек, а впадины превратились в замкнутые аллювиально-озерные котловины (см. фиг. 3, 1) впоследствии разросшиеся в обширные мелководные озера, временами соединявшиеся с морем. Среднеятулийские реки часто обладали бурным течением, временами разливались на обширных площадях и характеризовались непостоянством режима.

Верхнеятулийское время ознаменовалось трансгрессией моря с се-

веро-востока и юго-запада. К концу верхнеятулийского времени большая часть восточного склона Карельского массива была залита мелко-водным морем, в котором накапливались песчано-карбонатные и глинистые осадки. Основная масса конгломератов образовалась в связи с возобновившимися тектоническими подвижками территории в начале верхнеятулийского времени, в зонах глубинных разломов, оконтуривающих Карельский массив с северо-востока по линии Надвоицы — Ватулма — Воингозеро — Топозеро и юго-запада вдоль оз. Янисярви. Возникшие здесь огромные массивы пролювиальных песчано-галечных осадков впоследствии частично перерабатывались прибрежным волнением и затем, по мере продвижения моря на континент, были захоронены под мощными толщами морских осадков. Трансгрессия способствовала медленному продвижению береговой линии, в пределах которой возникали все новые и новые галечники, преобразованные затем в кварцевые конгломераты.

В результате этого большая часть Карелии была покрыта маломощным плащом галечников, которые, однако, в разных местах, несмотря на их повсеместное положение в основании серии, являются, строго говоря, разновозрастными.

В постятулийское время море существовало лишь на юге Карелии. Оно постепенно мелело, приобретало черты типично континентального бассейна и к концу времени отступило за пределы Карелии. С началом регрессии моря связано накопление постятулийских (шокшинских) кварцевых галечников, мощность которых весьма незначительна (~1 м).

Имеющиеся данные по золотонности Карелии позволяют наметить следующий фациальный ряд пород, с которыми связаны проявления золота (по мере нарастания его содержания в этих породах): пролювиальный — прибрежно-морской — приустьевой (дельтовый).

Характер распределения золота в породах, возможно, свидетельствует о седиментационном происхождении металла. Известно, что дельтовые фации являются наиболее благоприятными для осаждения в них выносимых рекою рудных компонентов, в том числе и золота. Выше указывалось, что протерозойские реки обладали большой потенциальной энергией и текли большей частью по рыхлым отложениям. В связи с этим они выносили огромное количество обломочного материала и были мутными.

В этих условиях, согласно Н. М. Страхову (1962), большинство элементов выносятся в виде взвесей и осаждаются преимущественно в устье реки. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что известные в Карелии проявления золота в конгломератах образовались именно этим путем. Менее значительную роль играла россыпная форма. Такой вывод подтверждается наблюдением за поведением Cu, V, Ni, Cr и других элементов, которые так же как и золото, концентрируются в конгломератах дельтового и отчасти прибрежно-морского происхождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко В. И., Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З., К методике палеогеографических исследований протерозоя Карелии. Тезисы докладов, включенных в программу 1-го Совещания по литологии докембрийских метаморфических толщ. Ин-т геологии Карел. фил. АН СССР, Петрозаводск, 1963.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59. Изд. АН СССР, 1962.
- Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования ютнийских

- песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. стат. молодых научных сотрудников Ленинград. геол. учреждений АН СССР, 1958.
- Дмитриева Е. Е., Ершова Г. И., Орешникова Е. И. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1. Обломочные породы, Госгеолтехиздат, 1962.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16, 1963.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и осадочно-эффузивных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.
- Лобанов И. Н. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии и их происхождение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.
- Негрусца В. З. Опыты фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геол., № 7, 1963.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изв. АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.
- Симанович И. М. Автореф. диссерт. на соискание уч. степ. кандидата геолого-минералог. наук, 1963.
- Хабаров А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Госгеолразведиздат, 1933.
- Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид. Сов. геол., № 4, 1963.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Автореф. диссерт. на соискание уч. степени докт. геол.-минерал. наук. ЛГУ, 1964.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
и  
Всесоюзный институт разведочной геофизики  
Ленинград

Дата поступления  
6.I.1965

УДК 551.735.1(471.13)

**МЕТОД ЛЮМИНЕСЦЕНТНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ  
И РАСЧЛЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА  
НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО ТИМАНА**

**З. А. СТЕПИНА**

**ВВЕДЕНИЕ**

В течение нескольких лет на Омра-Сойвинском поднятии и Ухто-Ижемской складке — крупных структурах II порядка на Южном Тимане, имеющих протяженность более 100 км, — проводились поисковоразведочные работы с большими объемами колонкового бурения. На Омра-Сойвинском поднятии карбонатная толща нижнего и среднего карбона (визейский и башкирский ярусы), общей мощностью до 180 м, вскрыта буровыми скважинами на глубинах 65—100 м от поверхности. Толща подстилается терригенными отложениями тульского горизонта и перекрыта нижневерейскими глинами (фиг. 1). Обе терригенные пачки являются региональными маркирующими горизонтами.

На Ухто-Ижемской складке карбонатная толща имеет меньшую мощность и верхняя ее часть местами выходит под наносы.

Отложения карбонатной толщи нижнего и среднего карбона на Омра-Сойвинском поднятии представляются на первый взгляд очень однообразными: в окраске преобладают серые, палевые и коричневатые тона; характерны преимущественно массивная и пористая текстуры, пелитоморфная, реликтово-органогенная и кристаллическизернистые структуры. Однообразие карбонатной толщи нарушается лишь в средней части разреза, где четко выделяется пачка пород с брекчиевидными и брекчиевыми текстурами.

Биостратиграфическое расчленение разреза нижнего и среднего карбона Южного Тимана проведено В. А. Разницыным (см. фиг. 1).

В настоящей работе доказывается возможность расчленения карбонатной толщи на отложения визейского и башкирского ярусов и корреляции этих отложений с помощью люминесцентного метода.

**1. ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД**

На первой стадии изучения карбонатных пород разреза нижнего и среднего карбона автором был использован следующий комплекс методов: описание прозрачных шлифов с определением показателей преломления в иммерсионных препаратах, окрашивание в шлифах (Татарский, 1952), травление в полированных шлифах (Белянкин и др., 1940), химический и термический анализы. В результате этого большинство карбонатных пород разреза было диагностировано как доломиты. Одновременно изучались люминесцентные свойства доломитовых пород.

В ультрафиолетовом свете было просмотрено более 10 тысяч образцов доломитов из значительного числа скважин (около 200). Источником



Наблюдения в ультрафиолетовом свете не требуют ни специальных препаратов, ни нарушения целостности образца и позволяют сократить до минимума комплекс «тонких» методов, необходимых для диагностики доломита. Кроме того, для скрыто- и тонкокristаллических доломитов, изучение которых многими известными методами невозможно (например, методами окрашивания и протравливания в шлифах), люминесцентная характеристика так же отчетлива, как и для хорошо раскристаллизованных разновидностей.

При выделении нами различных типов доломитовых пород в отложениях нижнего и среднего карбона Южного Тимана и при дальнейшем их прослеживании на значительной площади люминесцентный метод экспрессной диагностики заменил все другие более сложные и дорогостоящие методы.

## **II. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО ТИМАНА**

Исследователи, занимающиеся стратификацией отложений нижнего и среднего карбона Южного Тимана, отмечают, наряду с прослойками хемогенных доломитов, сильную «доломитизацию» известняков, вследствие которой, по их мнению, последние в значительной степени утрачивают черты первичного сложения. Отсутствие фауны и плохая ее сохранность делают невозможным биостратиграфическое расчленение, и границы между горизонтами во многих случаях могут быть проведены лишь условно (Разницын, 1959; Воложанина, 1959 и др.).

К сожалению, неопределенный и расплывчатый термин «доломитизированный известняк» имеет широкое распространение. Нередко только наличие остатков фауны или ее следов в карбонатной породе, не вскипающей с соляной кислотой, бывает достаточным, чтобы определить ее как «доломитизированный известняк». Это понятие предопределяет известняк в качестве исходной породы, а доломит как продукт вторичного наложенного процесса. Между тем органогенные и органогенно-обломочные структуры встречаются не только в известняках и породах смешанного кальцит-доломитового состава, но и в чистых доломитах. Полагают, что известковистый раковинный материал замещался доломитом при перекристаллизации первичного карбонатного осадка кальциево-магниевого состава в долитификационную, диагенетическую стадию (Страхов, 1956; Швецов, 1949 и др.).

Подробное петрографо-минералогическое и люминесцентное изучение карбонатных пород визейского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона показало, что на значительной части территории Южного Тимана они имеют преимущественно доломитовый состав. В центральной части Омра-Сойвинского поднятия маломощные прослойки известняков встречаются лишь в подошве окского подъяруса визе и в кровле башкирского яруса.

Несмотря на отсутствие фаунистических остатков в первичных хемогенных доломитах и очень плохую сохранность их в доломитах так называемой реликтово-органогенной структуры, доломитовые породы характеризуются многими другими не менее важными признаками первичного сложения. Совокупность таких признаков, как, например структурные и текстурные особенности, состав и количество терригенных примесей и, наконец, люминесцентные свойства доломитовых пород могут быть использованы не только для литогенетической характеристики, но и для целей фациального анализа, корреляции разрезов и стратиграфических со-

поставлений. Прежде чем доказать эти положения, приведем краткое литологическое описание карбонатной толщи нижнего и среднего карбона на Омра-Сойвинском поднятии, включающей, согласно стратиграфической схеме В. А. Разницына, отложения окского и серпуховского подъярусов визе и башкирского яруса.

### 1. Отложения визейского яруса

В отложениях визейского яруса отчетливо выделяются пять пачек существенно доломитовых пород, обладающих характерными литогенетическими признаками. Они имеют достаточно хорошо выдержанные мощности на всей площади Омра-Сойвинского поднятия.

*1-я пачка*, залегающая на терригенных отложениях тульского горизонта, представлена глинистыми доломитами и глинистыми известняками с довольно многочисленными, но маломощными прослойками глин. Преобладающей литологической разновидностью являются глинистые доломиты скрытокристаллической структуры, массивной текстуры, зеленовато-серого цвета. Трещиноватость и выщелоченность проявились в них в очень малой степени. В глинистых доломитах наблюдается слабая люминесценция в тусклых желтоватых тонах и неяркая фосфоресценция зеленоватого цвета, продолжительностью до 1 сек. Мощность пачки 10—15 м.

*2-я пачка* сложена «сливными» повышенной плотности доломитами темно-серого и бурого цвета, микрокристаллической структуры, массивной текстуры. Характерна слабая выщелоченность; трещиноватость развита в большей степени, чем в нижележащей глинисто-карбонатной пачке. Люминесценция доломитов не яркая, желтовато-бурого цвета, фосфоресценция зеленоватого цвета, продолжительностью 1—2 сек. Мощность пачки 15—24 м.

*3-я пачка* представлена доломитами реликтово-органогенной структуры светло-коричневого и желтоватого цвета, переслаивающимися с слабоглинистыми доломитами микрозернистой структуры светлого палевого цвета. Мощность чередующихся линзообразных прослоек составляет в среднем 2—3 м, иногда возрастая до 5—10 м или уменьшаясь до 0,5 м. Встречаются редкие и маломощные прослойки окремненных доломитов.

Доломиты реликтово-органогенной структуры характеризуются интенсивной выщелоченностью фауны, кавернозной и пористой текстурами, значительной трещиноватостью. Стенки пустот от выщелачивания фауны инкрустированы кристаллами доломита. Прослойки микрокристаллических доломитов слаботрещиноваты. Доломиты обеих структурных разновидностей характеризуются яркой люминесценцией светло- и буровато-желтого цвета и отчетливой фосфоресценцией зеленого цвета продолжительностью 2—3 сек.

Общая мощность пачки 32—37 м.

*4-ю пачку* слагают доломиты светло-коричневого цвета, скрытокристаллической структуры, массивной текстуры, плотные, с фарфоровидным изломом. Линзообразные прослойки доломитов реликтово-органогенной структуры имеют подчиненное значение. Люминесценция, как и у доломитов предыдущей пачки, сильная, равномерная, в желтых тонах, фосфоресценция ярко-зеленого цвета (2—3 сек.). Мощность пачки 20—25 м.

*5-я пачка* доломитовых пород, расположенная в кровле визейского яруса, представлена очень своеобразными литологическими образованиями и заслуживает более подробного описания.

Характерной особенностью этой пачки является широкое развитие брекчиевых, брекчиевидных и пятнистых текстур, мономинеральный доломитовый состав пород и полное отсутствие какого-либо обломочного материала, помимо доломитов.

В брекчии обломки доломитов светло-коричневого или желтоватого цвета, скрытокристаллической или реликтово-органогенной структуры цементируются микрокристаллическим доломитом светло-серого цвета. Соотношения цемента и обломков различны, в большинстве случаев обломочный материал преобладает. Обломки доломитов имеют размеры от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике. Форма обломков также самая разнообразная. Наблюдаются переходы одних текстурных типов в другие: от брекчиевых текстур с остроугольными, четкими обломками до брекчиевидных и пятнистых текстур с округлой формой обломков и неясными, расплывчатыми контурами. Доломит обломков по цвету, структурам и люминесцентным свойствам аналогичен ненарушенным доломитам 4-й пачки, залегающим непосредственно ниже брекчиевидных доломитов.

Брекчиевидные доломиты макроскопически представляют собой очень характерные образования. В ультрафиолетовом свете с длиной волны 365 мкм брекчиевидные текстуры выделяются еще более четко, так как доломит обломков и цементирующий доломит люминесцируют различно. Обломки люминесцируют в желтых тонах, а цемент — в голубовато-серых. Нередко однородные на первый взгляд доломиты в ультрафиолетовых лучах оказываются неоднородными с брекчиевидными текстурами и структурами замещения, не видимыми ни макроскопически, ни микроскопически при обычном освещении.

Брекчиевидные доломиты прослеживаются на всей площади Южного Тимана; в пределах Омра-Сойвинского поднятия они имеют выдержанную мощность (20—25 м) и могут служить маркирующим горизонтом в разрезе доломитовой толщи визейского и башкирского ярусов.

## 2. Отложения башкирского яруса

Выше горизонта брекчиевидных доломитов залегают отложения башкирского яруса, представленные в основном также доломитовыми породами. От визейских доломитов они отличаются рядом существенных особенностей. Для доломитов башкирского яруса характерен серый цвет различных оттенков, массивная и кавернозная текстуры, кристаллическизернистые структуры, среди которых преобладают мелко- и среднекристаллические.

Доломиты башкирского возраста в ультрафиолетовом свете имеют фиолетовую и голубовато-серую люминесцентную окраску. Характер их люминесценции резко отличен от желтого спектра свечения визейских доломитов.

В доломитах башкирского яруса широко распространены вторичные доломиты, инкрустирующие стенки каверн и пустот, образовавшихся от выщелачивания фауны. Их присутствие легко выявляется по светло-желтой люминесцентной окраске, которая накладывается на фиолетовый и голубовато-серый фон люминесценции первичных башкирских доломитов. Все особенности вторичных эпигенетических доломитов в отложениях визейского и башкирского ярусов будут рассмотрены ниже.

В башкирском ярусе наряду с кристаллическими доломитами серого цвета присутствуют крайне невыдержанные по мощности прослойки глин, доломитовых мергелей и глинистых доломитов характерного голубовато-зеленого цвета. Глинистый материал по данным термического

анализа, проведенного в лаборатории ВСЕГЕИ, имеет гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав.

Наконец, еще одной характерной особенностью башкирских отложений являются многочисленные включения голубовато-серых кремней. Чаще всего они представляют собой стяжения неправильной формы со следами коллоидного сложения, которое выражается в чередовании концентрических полос темной и светлой окраски. В среднем стяжения имеют 3—5 см в поперечнике. Нередко кремнистые включения разбиты трещинами на отдельные остроугольные обломки, по трещинам локализируются переотложенный доломит и кальцит. По составу кремни являются кварц-халцедоновыми. В стяжениях часто наблюдается хорошо сохранившаяся окремненная фауна.

Кроме кремнистых включений, в башкирских отложениях встречаются маломощные прослойки окварцованной породы первично-органогенной структуры. В ней выщелочена фауна, она имеет ноздреватый, губчатый облик и характеризуется светлой почти белой окраской. Пустоты выщелачивания выполнены друзами кристалликов кварца 1—2 мм в длину. Очевидно, окварцевание развивалось по доломиту, так как при неполном замещении в шлифах можно наблюдать реликты ромбоэдрических кристаллов доломита.

В кровле башкирского яруса залегает 2-метровая прослойка скрытокристаллических и органогенно-обломочных известняков.

### 3. Люминесцентная корреляция отложений визейского и башкирского ярусов

Из литологического описания видно, что однообразная на первый взгляд карбонатная толща нижнего и среднего карбона на территории Омра-Сойвинского поднятия четко делится на две части. Как показывают фаунистические определения и данные послыдного описания, нижняя часть соответствует визейскому ярусу (исключая тульский горизонт), верхняя — башкирскому ярусу.

Деление карбонатной толщи биостратиграфическим методом представляет значительные трудности, поскольку остатки фауны в доломитовых породах, слагающих толщу, либо имеют очень плохую сохранность, либо отсутствуют.

В центральной части Омра-Сойвинского поднятия провести границу между нижним и средним карбоном по глинистым отложениям в подошве башкирского яруса (отложения протвинского горизонта отсутствуют) в большинстве случаев очень затруднительно, поскольку глинистые прослойки маломощны, невыдержаны по простираанию и, как правило, в керне скважин не наблюдаются.

В то же время на большей части территории Омра-Сойвинского поднятия и Южного Тимана стратиграфическая граница нижнего и среднего карбона совпадает с границей между двумя доломитовыми толщами (визейского и башкирского возраста). При выделении этих толщ, имеющих единый литологический состав, главными отличительными признаками послужили люминесцентные свойства слагающих их доломитовых пород: для первичных доломитов визейского яруса характерны желтые цвета люминесценции, для первичных доломитов башкирского яруса — фиолетовые и голубовато-серые цвета. Кроме того, в верхней доломитовой толще башкирского возраста присутствует значительное количество кремнистых включений (стяжений и их обломков).

Доломитовая толща башкирского возраста с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на доломитовой толще визейского возраста.

ста. К кровле визейской толщи повсеместно приурочена пачка брекчиевидных доломитов и доломитовых брекчий. Заслуживает внимания тот факт, что пачки доломитовых пород в доломитовой толще визейского возраста, выделенные по характерным литогенетическим признакам и имеющие выдержанные мощности на значительных площадях (более 2500 км<sup>2</sup>), могут быть в какой-то мере сопоставлены со стратиграфическими горизонтами, выделенными на Южном Тимане В. А. Разницыным в визейском ярусе (см. фиг. 1). Во всяком случае литологическая характеристика, приводимая этим автором для отдельных стратиграфических горизонтов, в общих чертах отвечает составу, структурно-текстурным и коллекторским особенностям вышеописанных пачек доломитовых пород.

Основные черты детально изученного разреза карбонатной толщи нижнего и среднего карбона Омра-Сойвинского поднятия типичны для всей территории Южного Тимана.

### III. ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО ТИМАНА

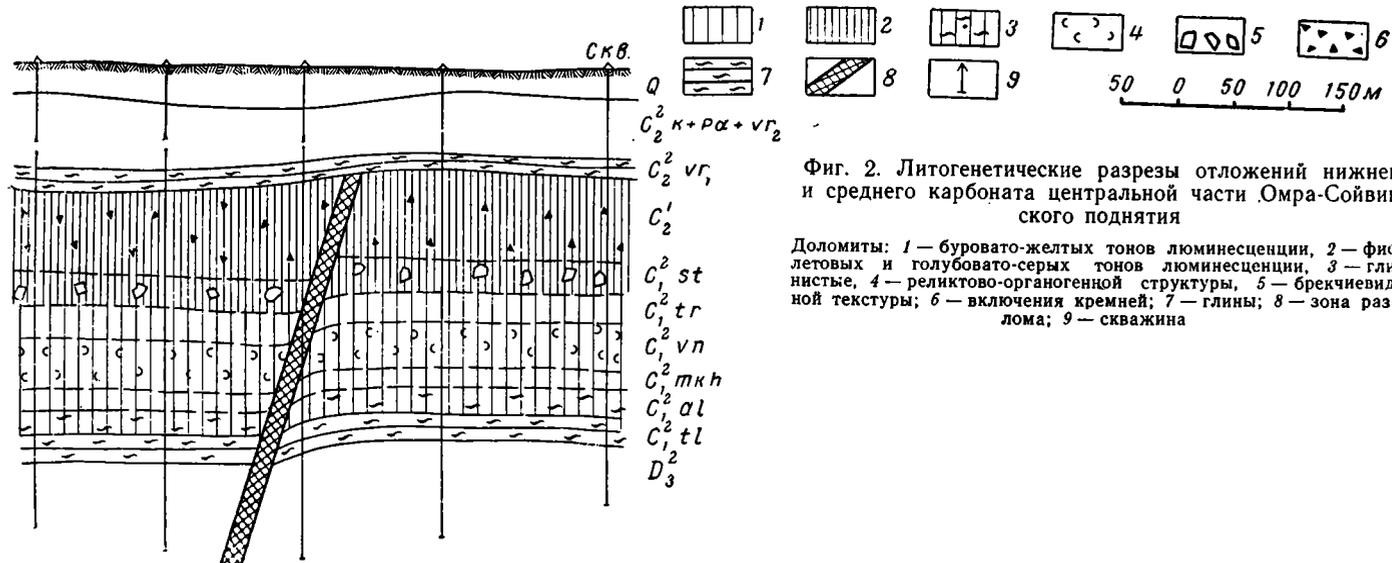
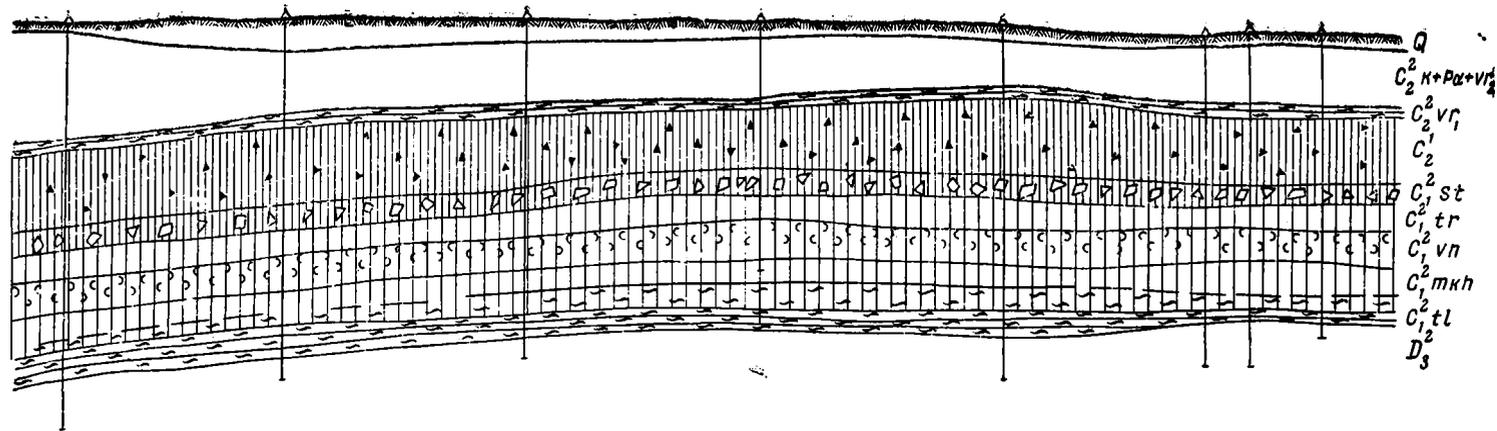
В сложении доломитовых толщ визейского и башкирского возраста участвуют главным образом доломиты пластового характера. Значительно меньшее распространение имеют доломиты с вторичными формами залегания. Главные скопления последних приурочены к кровле визейской толщи.

Изучение люминесцентных свойств доломитовых пород показало, что эти свойства являются для данных пород существенным диагностическим признаком, имеющим также и генетическое значение. Люминесцентные свойства доломитов, наряду с комплексом признаков, описанных Н. М. Страховым (1956), послужили основой для выделения автором литогенетических типов доломитовых пород нижнего и среднего карбона Южного Тимана. Люминесцентный метод значительно упростил изучение масштабов проявлений, форм залегания и соотношений между различными типами доломитовых пород. Широкое применение данного метода в практике первичной геологической документации позволило на всей площади, исследованной бурением, проследить характер и границы распространения доломитов в пространстве. Результаты наблюдений были использованы при составлении литогенетических колонок и разрезов, примеры которых приведены на фигурах 1 и 2.

Пластовые доломиты характеризуются значительными площадями распространения, выдержанностью по простирацию и четкой приуроченностью к определенным стратиграфическим горизонтам. Среди пластовых доломитов нами выделяются два литогенетических типа: первично-седиментационный и седиментационно-диагенетический (терминология Н. М. Страхова).

На протяжении нижнего и среднего карбона (визейский и башкирский века) в бассейне осадконакопления на большей части территории Южного Тимана господствовал режим, благоприятный для формирования доломитовых толщ. Бассейн осадконакопления карбонового времени представлял собой мелководное эпиконтинентальное море с широкими заливами и обширными лагунами, с ровными низкими берегами (Разницын, 1959), располагавшееся в условиях жаркого засушливого климата (Страхов, 1960).

Несмотря на многие черты сходства в режиме осадконакопления визейского и башкирского этапов, доломитовые породы этого возраста по целому ряду существенных характеристик отличаются друг от друга. Для первых наиболее характерно первично-седиментационное, а для



Фиг. 2. Литогенетические разрезы отложений нижнего и среднего карбоната центральной части Омра-Сойвинского поднятия

Доломиты: 1 — буровато-желтых тонов люминесценции, 2 — фиолетовых и голубовато-серых тонов люминесценции, 3 — глинистые, 4 — реликтово-органогенной структуры, 5 — брекчиевидной текстуры; 6 — включения кремней; 7 — глины; 8 — зона разлома; 9 — скважина

вторых — седиментационно-диагенетическое происхождение. Соответствующие различия наблюдаются в структурах и текстурах доломитовых пород. Особенно наглядно разница между доломитами визейского и башкирского возраста выражается в их различных люминесцентных свойствах.

### 1. Первично-седиментационные доломиты

Для доломитов первично-седиментационного происхождения общепринятыми диагностическими признаками считаются однородность, чистота и постоянство состава, равномерная тонкозернистая и скрытокристаллическая структуры, бедность фаунистическими остатками; доломитовые частицы имеют ничтожную величину (0,01 мм). Контуры доломитовых зерен довольно резкие, но четкие кристаллографические очертания не характерны. Плотные скрытокристаллические разности имеют фарфоровидный излом; глинистые разности доломитов имеют мучнистый и пшениковидный изломы.

Для первично-седиментационных доломитов изученных разрезов характерны желтые (визе) и голубовато-серые (башкир) тона люминесценции и зеленоватая фосфоресценция. Свечение имеет ровный, однородный характер по всем поверхностям образца, что также свидетельствует о чистоте состава доломитов. Глинистые разности люминесцируют и фосфоресцируют заметно слабее. В визейской доломитовой толще первично-седиментационными в различной степени глинистыми доломитами сложены первая и вторая пачки. В третьей, четвертой и пятой пачках наряду с первично-седиментационными присутствуют седиментационно-диагенетические и эпигенетические доломиты.

### 2. Седиментационно-диагенетические доломиты

Для доломитов седиментационно-диагенетического происхождения характерна пространственная связь и зависимость от предшествующей стадии седиментации. Доломит обладает большой диагенетической подвижностью и способностью к быстрой перекристаллизации. В процессе диагенетической перекристаллизации органогенные структуры первичных карбонатных осадков маскируются, видоизменяясь в реликтивно-органогенные и инкрустационные структуры. Поры, пустоты от растворения фауны и створки сохранившихся раковин высланы друзами кристаллов доломита; основная масса породы также представлена кристаллическим доломитом от микро- до мелкокристаллической структуры. Кристаллы доломита имеют в шлифах четкую ромбическую форму и нередко зонарное строение. В центре кристаллов наблюдается скопление непрозрачных в проходящем свете частиц, главным образом микроскопических включений пирита и пелитового материала. Внешняя зона кристалла обычно бывает чистой и свободной от включений.

Седиментационно-диагенетические доломиты в визейской толще находятся в тесной связи с первично-седиментационными доломитами. Так, в третьей пачке они образуют линзообразные прослойки, переслаивающиеся с мелкокристаллическими слабоглинистыми доломитами, в значительной мере сохранившими черты первичного хемогенного происхождения. Взаимосвязь между двумя литогенетическими типами доломитов в визейской толще особенно отчетливо выражается в общности их люминесцентных свойств (желтый спектр люминесценции).

Доломитовая толща башкирского возраста сложена преимущественно доломитами седиментационно-диагенетического происхождения, обладающими большей степенью раскристаллизованности, чем доломиты соответствующего литогенетического типа в визейской доломитовой толще.

Как уже отмечалось выше, доломиты башкирского яруса характеризуются фиолетовым и серо-голубым цветом люминесценции. Появление кремней в доломитах башкирского времени в основном, по-видимому, связано с выпадением кремнезема в процессе седиментогенеза и перераспределением его в стадию диагенеза.

### 3. Эпигенетические доломиты

Эпигенетические доломиты по сравнению с доломитами пластового характера образуют значительно меньшие массы, приуроченные главным образом к пачке брекчиевидных доломитов. В этой пачке эпигенетические доломиты образуют макроскопически видимые скопления. Благодаря применению люминесцентного метода при изучении доломитовых пород нижнего и среднего карбона, было выяснено, что эпигенетические доломиты распространены далеко за пределами пачки брекчиевидных доломитов, однако их проявления в доломитовых толщах незначительны по массам и не меняют важнейших особенностей первичного сложения этих толщ.

Главным отличительным признаком доломитов эпигенетического типа является их явно вторичная форма залегания. Разница в цвете люминесценции между первичными пластовыми доломитами и эпигенетическими доломитами позволила подробно изучить разнообразные формы выделения последних. Наиболее распространенными являются формы выполнения трещин и пустот. Эпигенетические доломиты образуют друзы ромбоэдрических кристаллов в пористых пространствах первичных доломитов; размеры пустот от выщелачивания фауны и разнообразных каверн, стенки которых выполнены друзами вторичного доломита, колеблются от микроскопических размеров до нескольких сантиметров в диаметре. Кристаллы доломита в них всегда хорошо образованы и имеют размеры от десятых долей миллиметра до целых миллиметров.

Прожилки, выполненные эпигенетическими доломитами, имеют мощность от долей миллиметра до 2—3 см. Они или прямолинейны, или очень извилисты, часто разветвляются на более мелкие прожилки, придавая породе брекчиевидный облик. В центральной части прожилков свободные пространства выполнены друзами кристаллов доломита, аналогичного доломиту в порах и изолированных пустотах. Прожилки эпигенетических доломитов массивного сложения характеризуются меньшими размерами доломитовых кристаллов (0,08—0,5 мм).

В вышеописанных брекчиевидных доломитах и доломитовых брекчиях эпигенетические доломиты цементируют обломки доломитовых пород более ранних генетических типов, образуют прожилки, выполняют поры и пустоты. Вместе с тем наблюдается частичное замещение первичных доломитов, преимущественно в периферической части обломков, что придает некоторым из них плавные очертания.

Замещение первичных доломитов эпигенетическими проявляется не только в связи с прожилками последних или доломитовыми брекчиями, оно наблюдается и в породах массивной ненарушенной текстуры в пространствах между доломитовыми кристаллами по сети микроскопических трещинок и пор.

В ультрафиолетовом свете нередко выявляется зональное строение прожилков эпигенетических доломитов: зальбанды люминесцируют голубовато-серым цветом, а центральные части — желтым. Подобное зональное распределение люминесцентной окраски наблюдается и в друзах доломита, выполняющих поры и пустоты. В отдельных друзовых кристаллах доломита из центральных частей минерализованных трещин и

пустот внутренние зоны люминесцируют голубоватым цветом, а периферические — желтым.

В шлифах эпигенетических доломиты выглядят совершенно чистыми и прозрачными.

В доломитовой толще башкирского возраста эпигенетические доломиты в основном выполняют пористые пространства: поры, пустоты от выщелачивания фауны, разнообразные каверны. Прожилковые формы относительно редки. В визейской доломитовой формации наблюдаются все вышеперечисленные формы выделения эпигенетических доломитов.

Горизонт брекчиевидных доломитов, занимающий пограничное положение между двумя различными доломитовыми толщами, является горизонтом наиболее интенсивного развития эпигенетических доломитов.

#### 4. О природе люминесценции доломитов

Известно, что люминесцентные свойства минералов в большинстве случаев обусловлены присутствием определенных элементов и их соединений. Сходные с наблюдаемыми в изученных доломитовых породах желтые и голубоватые тона люминесценции характерны для углеродистых веществ битумного ряда, люминесцентные свойства которых определяются содержанием смол. Некоторые исследователи (Карасик, Гейро, 1959; Флоровская, 1957) считают, что и люминесцентные свойства доломитов — флюоресценция в голубых и коричневато-желтых тонах и ярко-зеленая фосфоресценция — также вызваны присутствием в кристаллической решетке доломитов особой минерализованной разновидности углеродистого вещества битумного ряда (так называемого связанного битума «С»).

Углеродистое вещество представляет собой соединение углерода с рядом элементов — водородом, серой, азотом и кислородом. Оно не извлекается из доломитов обычными приемами экстрагирования. Лишь при разрушении кристаллической решетки доломита под действием соляной или другой, равной ей по силе кислоты, углеродистое вещество высвобождается и остается в нерастворимом остатке, составляя обычно несколько сотых долей процента от общей массы породы. Из нерастворимой в кислоте части углеродистое вещество, переведенное в свободную форму, извлекается хлороформом и другими органическими растворителями.

При прокаливании доломита способность флюоресцировать и фосфоресцировать исчезает. По данным Т. Г. Карасик и С. С. Гейро, люминесцентные свойства доломитов сохраняются до температуры 300—500°, а их потеря происходит при температуре 800°.

Свечение доломитов, вызываемое присутствием углеродистого вещества «С», является так называемым рекомбинационным свечением, свойственным кристаллофосфорам. Фосфоресценция является характернейшим свойством процесса рекомбинационного свечения, свидетельствующим о нахождении люминогенов в межатомных пространствах вмещающей кристаллической решетки (Флоровская, 1957).

Формирование люминесцирующих доломитов происходило, по-видимому, в бассейне седиментации, иловые воды которого содержали растворенные углеродистые вещества. Оно захватывалось в кристаллическую решетку доломита в процессе осадкообразования и на самых ранних стадиях литификации карбонатного осадка. Региональность проявления углеродистого вещества и его тесная генетическая связь с доломитами первичного происхождения свидетельствует о сингенетической природе углеродистого вещества, сопровождающего осадочный процесс.

Изменение условий осадконакопления в башкирское время, о котором свидетельствует отсутствие значительных масс первичных доломитов хемогенного происхождения, иной характер и состав терригенных примесей (глинистый материал имеет главным образом монтмориллонитовый состав) и, наконец, участие в процессе осадконакопления значительных количеств кремнезема, — все это, очевидно, оказало влияние на состав, количество и характер распределения углеродистого вещества, что, в свою очередь, отразилось в резком изменении люминесцентных свойств доломитовых пород башкирского возраста по сравнению с визейскими доломитами.

#### **IV. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОЛОМИТОВЫХ ТОЛЩ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГОРИЗОНТА БРЕКЧИЕВИДНЫХ ДОЛОМИТОВ НА ГРАНИЦЕ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ**

Доломит как минеральная форма устойчив в широком диапазоне термодинамических условий и в то же время легко перекристаллизуется. Четким индикатором эпигенетических изменений в доломитовых толщах является наличие эпигенетических новообразований и эпигенетических текстур и структур замещения. Как было показано выше, эти признаки в доломитовых формациях визейского и башкирского ярусов на Южном Тимане легко выявляются с помощью люминесцентного метода.

Углеродистое вещество битумного ряда, обуславливающее способность первичных доломитовых пород люминесцировать, участвует в процессах перекристаллизации и переотложения доломитового компонента. В ходе этих процессов происходит очищение от терригенных и других примесей, обычных в пластовых доломитах.

Образование эпигенетических доломитов можно рассматривать как результат эволюции первично-седиментационных и седиментационно-диагенетических доломитов нижнего и среднего карбона, происходящей без привноса сколько-нибудь заметных количеств магнезиального материала из других источников.

Зональность строения, которую имеют некоторые эпигенетические доломиты, указывает на последовательное отложение из эпигенетических растворов, состав которых изменяется на протяжении времени раскристаллизации. Совместно с раствором мигрировало и углеродистое вещество, которое в растворе, возможно, имело несколько иной состав и иные соотношения элементов, чем в связанной, минерализованной форме. Последние порции растворов обогащались углеродистым веществом, которое фиксировалось в связанной форме во внешних зонах кристаллов и корочек доломита, вызывая их яркую желтую люминесценцию в ультрафиолетовых лучах. Таким образом, разновидности эпигенетических доломитов (голубовато-серой и желтой люминесценции) отличаются только временем кристаллизации и принадлежат одной генерации.

Проявления эпигенетических доломитов ограничены пределами развития первичных доломитовых толщ. В нижележащих терригенных отложениях тульского горизонта и озерско-хованских известковых слоев верхнего девона эпигенетические доломиты, как правило, отсутствуют. Очевидно, источником магния для эпигенетических доломитов послужили доломитовые толщи визейского и башкирского возраста. Об этом свидетельствует и тот факт, что наибольшие скопления эпигенетических доломитов, их макропроявления, приуроченные к границе нижнего и среднего карбона, также имеют региональное распространение, определенную стратиграфическую приуроченность и не обнаруживают никаких

связей с зонами тектонических нарушений. Формирование брекчиевых и брекчиевидных текстур и разнообразных прожилковых форм доломитов имело место в период раннего эпигенеза, являясь следствием отложения эпигенетических доломитов в уже литифицированной породе.

Как известно, уплотнение и литификация карбонатных илов происходят очень быстро. Тонкодисперсный осадок первичного доломита уже на небольшой глубине образует достаточно твердые корки. В конце визейского века в условиях крайнего мелководья, частых вертикальных колебаний морского дна и отступания моря на короткие интервалы времени в периоды обмелений, доломитовые осадки неоднократно могли быть выведены на поверхность из-под уровня моря. Здесь, очевидно, и происходило нарушение сплошности слоев — либо в результате размыва, либо в результате усыхания и растрескивания осадка при временном осушении дна бассейна. В то же время на пологом дне эпиконтинентального моря в условиях крайнего мелководья были обычны подводно-оползневые явления. Признаками оползневой природы нарушений служат интересные находки текстур течения как в самих брекчиях, так и в подстилающих или переслаивающихся с ними ненарушенных доломитах. В разновидностях доломитовых пород полосчатой текстуры иногда наблюдается волнистая слоистость и пloyчатость. Такие прослойки часто нарушаются по простиранию субвертикальными трещинами, но соседние обломки доломитов имеют сходные пloyчатые или волнистослоистые текстуры. Очевидно, нарушение нормального залегания осадка могло происходить и при его не вполне затвердевшем, пластичном состоянии, и в этом случае обломки доломита приобретали округлые очертания. Доломитовые брекчии, несмотря на значительное количество обломков остроугольной формы и типичные брекчиевые текстуры, не имеют тектонического характера. Таким образом, текстурные особенности первичного осадка, связанные с наиболее мелководными условиями его образования, в значительной мере определили широкое развитие процессов эпигенетической перекристаллизации и отложения вторичных доломитов. Вероятно, большинство прожилков эпигенетических доломитов наследовали трещины усыхания и цементировали обломки первичного доломита. Вышеописанными условиями формирования брекчиевидных доломитов и доломитовых брекчий и объясняется моногенный, чисто местный состав слагающих их пород и отсутствие в них терригенного материала. Конкретнее механизм образования пород с подобными текстурами представляется еще недостаточно ясным.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Люминесцентные свойства доломитов (флюоресценция в желтых и фиолетово-голубоватых тонах и фосфоресценция зеленого цвета) являются существенным диагностическим признаком для доломитовых пород нижнего и среднего карбона Южного Тимана. Вместе с тем люминесцентные свойства служат литогенетическим признаком, косвенно свидетельствующим об условиях образования различных типов доломитовых пород. Эти признаки позволили определить пластовый характер залегания первичных доломитовых пород и масштабы их распространения, а также изучить распределение в разрезе доломитов эпигенетического типа и выяснить важнейшее значение эпигенетических процессов в формировании брекчиевидных доломитов и доломитовых брекчий.

Явления люминесценции доломитовых пород были практически использованы как коррелирующий признак при расчленении карбонатной толщи нижнего и среднего карбона на отложения визейского яруса

(желтый спектр цветов люминесценции доломитов), и отложения башкирского яруса (фиолетово-голубовато-серый спектр цвета люминесценции). Граница между нижним и средним карбоном совпадает с границей между двумя доломитовыми толщами и проводится в кровле горизонта бречиевидных доломитов. Метод люминесцентной корреляции, показавший свою эффективность для разреза карбонатной толщи нижнего и среднего карбона Южного Тимана, рекомендуется для других областей распространения карбонатных и, в первую очередь, доломитовых пород.

Автор приносит искреннюю благодарность за помощь при выполнении настоящей работы проф. В. Б. Татарскому, И. С. Ожинскому, З. М. Свердлову, З. И. Цзю.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Лапин В. В., Островский И. А. Исследование доломитизированных известняков в аншлифах в отраженном свете. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1940.
- Воложанина П. П. Стратиграфия среднего и верхнего карбона Южного Тимана. Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Гостоптехиздат, 1959.
- Карасик Т. Г., Гейро С. С. Битумопроявления в доживетских отложениях. Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Гостоптехиздат, 1959.
- Разницын В. А. Стратиграфия и нефтегазоносность нижнего карбона Южного Тимана. Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Гостоптехиздат, 1959.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Гостоптехиздат, 1952.
- Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический анализ в нефтяной геологии. Изд. Моск. нефтяного ин-та, 1957.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1948.

Всесоюзный институт  
разведочной геофизики  
Ленинград

Дата поступления  
22.IX.1964

**ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ТОНКИХ ФРАКЦИЙ  
ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ ПРИБАЛХАНСКОГО  
РАЙОНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ**

*А. Л. ЮРЕВИЧ, А. Л. СОКОЛОВА*

Минеральному составу бентонитовых глин посвящена обширная литература. Однако многие стороны процесса преобразования эффузивного материала в глинистые минералы остаются невыясненными. В частности, не ясно, как из аморфного вещества вулканического стекла происходит формирование сложно построенной кристаллической решетки монтмориллонитовых минералов. В этом отношении интерес представляет изучение молодых пепловых туфов, в которых преобразование пеплового материала не осложнено процессами эпигенетического минералообразования.

Объектом настоящих исследований послужили пепловые туфы, залегающие в основании разреза акчагыльских отложений антиклинальных поднятий Прибалханского района — п-ова Челекен, Монжуклы, Боя-дага и Сыртланли, а также впервые обнаруженные одним из авторов пепловые туфы из основания нижнеапшеронских отложений п-ова Челекен. Максимальная мощность прослоев пепловых туфов (до 15—20 см) отмечена на о-ве Челекен, где также присутствует и наибольшее их количество. Количество и мощность прослоев убывают к северу и востоку. Это указывает на то, что извергавшие пепловый материал вулканические очаги находились на Кавказе или на Эльбурсе. Пепловые туфы залегают среди известковых глин и глинистых известняков, содержащих характерную морскую фауну моллюсков.

Пепловые туфы представлены тонкозернистыми разностями — от почти чистых алевроитов до почти чистых глин; как правило, более грубозернистые тяготеют к западным площадям, а более тонкозернистые — к восточным.

Изучение состава терригенных компонентов крупных фракций показало, что во всех исследованных пепловых туфах они сложены одними и теми же разновидностями, что свидетельствует о единстве вулканических очагов, поставивших в верхнеплиоценовое время пепловый материал в Прибалханский участок акчагыльского и апшеронского морей. Мы остановимся лишь на важнейших особенностях терригенных компонентов.

Легкие части крупных фракций на 90—100% состоят из вулканического стекла, представленного бесцветными изотропными обломками разнообразной формы нередко с пустотами, заполненными, по-видимому, газами. Часть зерен стекла девитрифицирована; такие зерна представляют собой агрегаты мельчайших кристалликов и в скрещенных николях слабо двупреломляют. Показатель преломления неразложенного стекла во всех случаях равен  $1,499 \pm 0,002$ .

Кварц в составе крупных фракций отсутствует; полевые шпаты составляют до 10%. Основная часть полевых шпатов представлена плагиоклазами от альбита до лабрадора и битовнита. Кроме того, в незначительном количестве присутствуют калиевые разновидности: ортоклаз, анортоклаз, санидин.

В тяжелых фракциях, составляющих десятые и сотые доли процента, основную роль играют минералы групп амфиболов (обыкновенная и базальтическая роговая обманка), пироксенов (авгит), слюд (биотит и оксилепидомелан) и эпидота. Кроме того присутствуют гранат, циркон, турмалин, рутил, анатаз, брукит, сфен, магнетит, ильменит, выветрелые зерна и иногда пирит.

### МИНЕРАЛЫ ТОНКИХ ФРАКЦИЙ

Комплексное изучение верхнеплиоценовых пепловых туфов показало, что их исходный материал в постседиментационные стадии претерпел изменения. По совокупности признаков, отражающих интенсивность проявления постседиментационных изменений пеплового материала (внешний вид, соотношение количества разложенного и неразложенного вулканического стекла, сохранность минералов крупных фракций и др.) среди туфов выделяется несколько групп, характеризующихся определенным комплексом минералов тонких фракций.

#### I группа

##### Пепловые туфы с очень слабо измененным пепловым материалом

К этой группе относятся акчагыльские пепловые туфы п-ова Челекен, рыхлые белого или светло-желтого цвета. По гранулометрическому составу они относятся в большинстве случаев к алевролитам и лишь иногда, в кровле слоёв, — к глинам. Для них характерны очень высокое содержание кремнезема и относительно высокое — щелочей (табл. 1). Молекулярное отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  равно 8,30—9,25<sup>1</sup>.

В легкой фракции вулканическое стекло на 97—98% состоит из неразложенных зерен. Частицы <0,001 мм содержатся в крайне незначительном количестве, что в известной степени ограничило возможность их всестороннего изучения. Срезы с агрегатов частиц <0,001 мм изотропны, показатель преломления близок к 1,500.

На электронномикроскопических снимках тонких фракций отмечаются непроницаемые для электронов остроугольные частицы с четкими контурами, по-видимому, вулканического стекла и комковатой, округлой формы, свойственной, согласно Гриму (Grim, 1953), аллофану. Кроме того, присутствуют полупрозрачные пластины с довольно ровными четкими границами; не исключено, что они являются гидроокислами алюминия (Чухров, 1955). Наконец, отмечается присутствие мелких паучкообразных частиц (галлуазит?).

На рентгенограммах тонких фракций в области малых углов отмечается интенсивный фон, обусловленный присутствием очень большого количества рентгеноаморфного вещества. На этом фоне проступают полосы, вызванные дифракцией рентгеновских лучей от кристаллических минералов (табл. 2).

По данным рентгеновского анализа<sup>2</sup>, основным компонентом фракций <0,001 мм является диоктаэдрический минерал с трехэтажной ре-

<sup>1</sup> В таблицах 1 и 3 из состава пепловых туфов исключено содержание  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$ .

<sup>2</sup> Съемка проводилась на установке УРС-55,  $\text{Co}$  — анод,  $\text{Fe}$  — фильтр.

Таблица 1

## Химический состав верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалканского района (%)

Компоненты	Интенсивность погоседиментационных изменений пеплового материала																	
	очень слабая (I группа)						слабая (II группа)		сильная (III группа)				очень сильная (IV группа)					
	Обр. 2/3		Обр. 2/5		Обр. 2/6	Обр. 2/7	Обр. 2/23	Обр. 2/24	Обр. 3/5	Обр. 3/7		Обр. 3/9		Обр. 3/3	Обр. 4/2	Обр. 4/7		Обр. 5/10
	фракция >0,01	порода	фракция >0,01	порода	порода	порода	порода	порода	порода	порода	фракция <0,001	порода	фракция <0,001	порода	порода	порода	фракция <0,001	порода
SiO <sub>2</sub>	71,27	69,85	69,93	69,45	68,39	68,73	66,82	64,40	56,20	63,23	56,60	56,37	55,93	51,33	59,93	60,94	59,36	60,46
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,25	0,32	0,28	0,33	0,29	0,38	0,36	0,44	0,36	0,45	0,64	0,37	0,59	0,53	0,39	0,46	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	13,88	13,32	14,07	12,58	14,08	14,73	14,62	18,63	15,64	18,32	19,18	18,49	21,69	21,11	21,65	23,04	22,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	1,05	1,36	1,29	1,29	0,68	3,40	3,68	6,04	2,28	9,64	5,30	2,82	10,28	3,31	2,64	2,32	2,32
FeO	0,54	0,59	0,71	0,53	0,49	0,60	0,79	1,09	0,93	0,63	0,88	0,64	0,31	0,74	0,14	0,51	0,38	0,37
CaO	1,61	1,72	1,78	1,54	1,61	1,61	1,73	2,12	1,15	2,05	1,52	2,76	0,84	1,65	1,04	1,05	0,98	2,99
MgO	0,20	0,41	0,29	0,49	0,13	0,42	0,55	0,88	3,48	1,67	3,13	2,89	3,95	2,49	4,39	2,80	4,08	3,94
MnO	0,05	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	Нет	0,02	0,01	0,02	0,01	Следы	Следы	0,01	Нет	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,06	0,14	0,10	0,06	0,15	0,33	0,31	0,19	0,15	0,08	0,18	0,08	0,11	0,08	0,13	0,07	0,12
Na <sub>2</sub> O	4,54	4,36	4,64	4,88	6,17	5,24	4,36	3,84	2,69	2,75	0,72	4,81	6,63	2,27	3,04	3,24	0,69	1,16
K <sub>2</sub> O	2,82	2,96	2,90	2,89	2,33	2,89	2,33	2,11	1,05	1,75	0,20	0,98	0,40	0,77	0,34	1,33	0,46	1,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,83	4,94	4,57	4,41	6,40	5,21	4,52	6,55	9,21	9,53	8,45	6,22	10,17	8,11	6,05	5,31	8,19	4,28
S	0,03	Нет	0,04	Нет	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет	Не опр.	Нет	0,04	Нет	Нет
Сумма	99,98	100,08	100,04	99,97	99,87	99,95	99,98	100,03	100,01	100,06	100,00	99,99	100,02	100,03	99,96	100,04	100,03	100,00

Примечания: Обр. 2/3, 2/5, 2/6, 2/7 — Челекен (акчагыл). Обр. 2/23, 2/24 — Челекен (нижний апшерон). Обр. 3/3, 3/5, 3/7, 3/9 — Монжуклы (акчагыл). Обр. 4/2, 4/7 — Боя-даг (акчагыл). Обр. 5/10 — Сыртлали (акчагыл). Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

шеткой, индексируемый главным образом по целочисленной серии базальных отражений от  $d_{(001)}=10,2-9,7$  Å и рефлексу  $d_{(060)}=1,492-1,481$  Å. Малое количество отражений  $hkl$  указывает на весьма плохую окристаллизованность этого 10 Å минерала.

В некоторых случаях отмечается присутствие минерала с двухэтажной решеткой, о чем свидетельствуют отражения с  $d=7,2-7,1$  Å и с  $d=3,55$  Å, исчезающие после прокаливания при  $550^\circ$  в течение 2 часов, но сохраняющиеся на рентгенограмме образца, кипяченого в HCl. Кроме того, на присутствие этого минерала указывает ослабление линии с  $d=1,492-1,485$  Å после прокаливания. Судя по интенсивности рефлексов, 7 Å минерал содержится в количестве, соизмеримом с количеством 10 Å минерала.

В одном случае на рентгенограмме отмечается рефлекс с  $d=14-13,3$  Å. Прокаливание не вызывает усиления этого рефлекса. После кипячения в HCl отражений в этом интервале межплоскостных расстояний не наблюдается, однако после последующего прокаливания рефлекс вновь появляется. Происхождение данного рефлекса пока не ясно.

Для тонких фракций всех туфов характерно постоянное присутствие полевых шпатов (линии с  $d=6,6; 4,03; 3,76-3,72; 3,23-3,17$  Å и др.), а в некоторых случаях они являются единственным кристаллическим компонентом.

С целью более точного представления об исходном материале этой группы был определен химический состав туфов, отмытых от глинистых частиц. Анализ этих отмытых образцов (фракция  $>0,01$  мм) показал, что пепловый материал характеризуется высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (70—71%). Отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3=8,91-9,24$ .

Таблица 2

Расчет рентгенограмм фракции  $<0,001$  мм пеплового туфа I группы (обр. 2/3)

Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицеринном		Ориентированный прокаленный	
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å
4	{ 13,3 10,2 7,2	6	10,0	2	14,0
9		7	7,1	3	9,9
6				1	6,6
3р	4,99				
10	{ 4,53 4,11	8	4,42	5	4,46
5		2	4,16	3	4,03
		9	3,55	2	3,76
				1	3,43
3	3,38	10	3,34	10	3,34
3	3,23	10	3,18	10	3,18
2	3,06				
1	2,87				
5	2,60	7	2,57	3	2,53
				2	2,182
0,5р	1,990	4	1,987		
		1	1,799		
1р	1,680	2ш	{ 1,708 1,657	2	1,685
3	1,492	5	1,485	2	1,484

Примечание (здесь и в других таблицах): р — размытая; дв. р — двойная размытая; ш — широкая; ош — очень широкая.

## II группа

### Пепловые туфы со слабоизмененным пепловым материалом

К этой группе относятся нижнеапшеронские пепловые туфы п-ова Челекен, охристого цвета, рыхлые с большим количеством уплотненных комочков. По гранулометрическому составу они соответствуют глинистым алевритам, по химическому, по сравнению с туфами I группы, содержат меньшие количества  $\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$  и большие  $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{CaO}, \text{MgO}$  (табл. 3). Молекулярное отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3=7,48-7,70$ .

В легких фракциях вулканическое стекло на 93—94% состоит из неразложенных зерен. Частицы  $<0,001$  мм в туфах II группы содержатся

в незначительном количестве, но все же в большем, чем в туфах I группы. Срезы с агрегатов тонких фракций сложены изотропными и беспорядочно ориентированными слабодвупреломляющими частицами. По

Таблица 3  
Средний химический состав верхнеплиоценовых  
пепловых туфов Прибалханского района (%)

Компоненты	I группа	II группа	III группа	IV группа
SiO <sub>2</sub>	68,86	65,61	58,60	58,16
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,37	0,48	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,65	14,68	17,82	21,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	3,54	4,54	4,64
FeO	0,55	0,94	0,73	0,44
CaO	1,62	1,92	1,99	1,68
MgO	0,36	0,72	2,68	3,40
MnO	0,04	0,06	0,01	Следы
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,32	0,14	0,11
Na <sub>2</sub> O	5,16	4,10	3,42	2,43
K <sub>2</sub> O	2,77	2,22	1,26	0,87
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,24	5,53	8,32	5,94
SiO <sub>2</sub>	99,71	100,01	99,99	99,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,57	7,60	5,60	4,53

данным электронномикроскопических исследований, тонкие фракции состоят из плотных частиц с четкими и размазанными краями, переходящими в тонкодисперсную массу.

Рентгеновский анализ показал, что основными компонентами тонких фракций являются 10 Å и разбухающий минералы (табл. 4).

Присутствие 10 Å минерала устанавливается по целочисленной серии базальных отражений от  $d_{001} = 10,2-9,8$  Å, характер которых не меняется при насыщении глицерином и при прокаливании. Сильный рефлекс с  $d = 1,506-1,483$  Å позволяет определить этот ми-

нерал как диоктаэдрический. Судя по количеству отражений  $hkl$ , кристаллизованность 10 Å минерала в туфах II группы лучшая, чем в туфах I группы.

Разбухающий минерал на рентгенограмме природного образца дает рефлекс с  $d = 14,2-14$  Å. После насыщения глицерином межплоскостное расстояние увеличивается до 17,6 Å, и наблюдается серия отражений (00 $l$ ) высоких порядков. Прокаливание приводит к сокращению межплоскостного расстояния до 10—9,9 Å. После кипячения в течение 2 часов в 0,5  $N$  растворе K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>3</sup> и высушивания при 60—70°С минерал теряет способность разбухать — на рентгенограммах образцов, насыщенных после подобной обработки глицерином, отмечается целочисленная серия отражений (00 $l$ ) от  $d_{(001)} = 10-9,8$  Å.

Свойство разбухающего диоктаэдрического минерала с трехэтажной решеткой фиксировать в межслоевых пространствах калий, сопровождающееся сокращением межплоскостного расстояния до 10—9,8 Å и потерей способности к увеличению этого расстояния при насыщении глицерином, свидетельствует о наличии у него большого отрицательного заряда слоев. Ряд соображений, которые будут изложены ниже, позволяют заключить, что такой сильный заряд слоев этого минерала обусловлен главным образом изоморфным замещением большого количества Si на Al в его тетраэдрических сетках. Согласно Россу и Хендриксу (Ross, Hendricks, 1945), Уейру и Грин-Келли (Weir, Green-Kelly, 1962), диоктаэдрический монтмориллонитовый минерал, у которого в тетраэдрах большое количество Si замещено на Al, определяется как бейделлит.

Помимо 10 Å минерала и бейделлита, в тонких фракциях отмечается небольшое количество 7 Å минерала, фиксируемого только по отражению  $d_{(001)} = 7,3-7$  Å, исчезающему после прокаливании, но сохраняющемуся

<sup>3</sup> Кипячение может быть заменено выдерживанием образца в таком же растворе в течение суток.

Таблица 4

Расчет рентгенограмм фракции <0,001 мм пеплового туфа II группы (обр. 2/23)

Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , ориентированный, насыщенный глицерином	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
—	—	5	17,6	—	—	—	—
3	14,0	—	—	—	—	—	—
3	9,9	4 дв. р	{ 10,2	5	9,9	3	9,8
—	—	—	{ 8,9	—	—	—	—
3	7,3	1	7,3	—	—	2	7,1
3	4,97	3	4,97	—	—	1	4,94
8	4,53	5	4,52	5	4,46	5	4,50
10	4,17	10	4,17	2	4,04	10	4,17
1	3,81	1	3,78	4	3,72	0,5	3,71
3-4	3,37	4	3,35	3	3,35	4	3,35
4	3,15	4	3,19	6	3,20	4	3,19
3	2,98	3-4	2,98	2-1	2,99	2	3,00
1	2,83	—	—	—	—	—	—
4	2,70	5	2,70	9	2,69	4	2,69
5	2,58	4	2,58	—	—	5	2,57
7	2,441	9-10	2,441	10	2,502	9	2,430
4	2,252	5	2,248	—	—	4	2,234
3	2,186	5	2,178	6	2,199	4	2,178
0,5	2,074	2-3	2,055	1	2,047	—	—
2	1,997	2-3	2,000	—	—	1	1,997
0,5	1,914	1-2	1,898	—	—	2	1,904
1	1,799	2-3	1,793	4-5	1,833	2	1,793
5	1,713	7	1,713	—	—	7	1,713
—	—	1	1,680	6	1,685	—	—
0,5	1,602	1	1,601	1	1,596	0,5	1,603
2	1,558	4	1,556	—	—	4	1,559
4	1,506	5	1,502	2	1,483	5р	1,502
1	1,455	3-4	1,447	5	1,440	3	1,448
1	1,418	—	—	—	—	—	—

после кипячения в HCl, а также по ослаблению линии  $d_{(060)}=1,506-1,483$  Å после прокаливании.

Кроме глинистых минералов, в тонких фракциях постоянно присутствуют полевые шпаты и гётит (линии с  $d=4,17$  Å). Слабые рефлексы с  $d=2,074-2,047$  Å и  $1,603-1,596$  Å, возможно, указывают на небольшое количество корунда. Интенсивный фон, отмечаемый на рентгенограммах в области малых углов, свидетельствует о наличии в тонких фракциях большого количества рентгеноаморфного вещества.

### III группа

#### Пепловые туфы с сильно измененным пепловым материалом

К этой группе относится большинство акчагыльских пепловых туфов Монжуклы, уплотненных, иногда крепких и жирных на ощупь, но пористых, окрашенных в ржавые тона. По гранулометрическому составу они соответствуют глинистым алевритам. В шлифах отчетливо видна витрокластическая текстура. Туфы III группы, по сравнению с туфами II группы, отличаются пониженным содержанием SiO<sub>2</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и повышенным — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>. Отношение SiO<sub>2</sub>:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 5,00—6,87.

В легких фракциях вулканическое стекло большей частью разложено, но присутствуют и совершенно свежие зерна, иногда в значительном ко-

Таблица 5

Расчет рентгенограмм фракции  $< 0,001$  м.м. пеплового туфа III группы  
(обр. 3/9)

Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный $K_2CO_3$ , ориентированный, насыщенный глицерином	
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å
—	—	10	17,6	—	—	10	15,5
10 ош	13,65	—	—	—	—	—	—
1	9,2	1	10,2	10	9,6	5	9,3
1	7,4	5	8,8	—	—	—	—
0,5	6,4	—	—	—	—	3	5,5
1	4,97	4	5,8	—	—	—	—
—	—	—	—	4	4,8	—	—
9	4,49	9	4,48	5	4,44	6	4,46
—	—	2	4,17	—	—	—	—
—	—	—	—	1	4,03	—	—
—	—	6	3,54	1	3,72	—	—
—	—	—	—	2	3,47	5	3,45
—	—	2	3,35	1	3,34	—	—
2	3,27	2	3,20	10	3,16	—	—
4	3,09	—	—	—	—	—	—
—	—	5	2,95	—	—	3	2,92
8	2,82	—	—	—	—	—	—
0,5	2,71	2—1	2,71	2	2,69	—	—
4	2,60	5	2,56	3	2,51	5	2,62
2	2,446	4	2,441	—	—	—	2,436
2	2,243	—	—	—	—	2	2,347
—	—	2ш	2,248	—	—	2	2,234
—	—	—	2,195	2	2,199	2	2,156
0,5	2,066	—	—	1	2,081	1	2,077
7	1,997	2	1,983	—	—	3	1,963
—	—	—	—	1	1,914	—	—
—	—	—	—	1	1,824	—	—
—	—	1	1,796	—	—	—	—
—	—	1	1,718	—	—	—	—
3	1,694	2	1,689	2	1,685	3	1,682
5	1,626	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	1,601	—	—
5	1,498	5	1,501	1	1,492	6	1,487
—	—	—	—	1	1,450	—	—
1	1,434	—	—	—	—	—	—
3	1,393	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,365	1	1,362	—	—
—	—	—	—	—	—	0,5	1,340
3р	1,288	4—3	1,293	1	1,296	4	1,288
1	1,262	—	—	—	—	—	—
5	1,243	3—2	1,248	1	1,250	3	1,241

личестве (до 58%). Частицы  $< 0,001$  м.м. содержатся в большом количестве. По данным электронномикроскопических исследований, тонкие фракции состоят из тонкодисперсной массы, включающей крупные плотные частицы с размазанными краями.

На рентгенограммах тонких фракций (табл. 5) отмечается очень широкая интенсивная линия с  $d = 13,65—12,7$  Å. При насыщении глицерином межплоскостное расстояние увеличивается до  $17,7—17,6$  Å, и наблюдается серия отражений (00 $l$ ) высоких порядков, а также рефлекс  $d_{(060)} =$

=1,504—1,487 Å, присутствующий и на рентгенограмме природного образца. Прокаливание сокращает межплоскостное расстояние до 9,7—9,5 Å.

После насыщения калием на рентгенограммах образцов, обработанных глицерином, наблюдаются интенсивный рефлекс с  $d=15,5$  Å и нецелочисленная серия отражений высоких порядков. Подобный характер рентгенограмм позволяет заключить, что в тонких фракциях пепловых туфов III группы присутствует смешанно-слоистая фаза, состоящая из беспорядочного чередования трехэтажных слоев диоктаэдрического монтмориллонита, заряд которых недостаточно велик, чтобы фиксировать калий в межслоевом пространстве и трехэтажных слоев бейделлита, несущих достаточно сильный отрицательный заряд, вследствие чего они фиксируют калий в межслоевом пространстве, сокращая межплоскостное расстояние до 10—9,8 Å и теряя при этом способность к разбуханию. Межплоскостное расстояние 15,5 Å является среднестатистическим между  $d_{(001)}=17,7$  Å насыщенного глицерином монтмориллонита и  $d_{(001)}=10$  Å бейделлита с фиксированным в межслоевых пространствах калием. Рефлекс с  $d=9,3—9,2$  Å на рентгенограммах образцов, обработанных последовательно  $K_2CO_3$  и глицерином, отвечает среднестатистическому значению между  $d_{(001)}=10$  Å бейделлита с фиксированным калием и  $d_{(002)}=8,85$  Å насыщенного глицерином монтмориллонита. Такое значение этого рефлекса возникает при неупорядоченном чередовании 40—50% слоев с межплоскостным расстоянием 10 Å (бейделлит с фиксированным калием) и 50—60% — с межплоскостным расстоянием 17,7 Å (насыщенный глицерином монтмориллонит).

Помимо описанной смешанно-слоистой фазы, в тонких фракциях иногда присутствуют в очень небольших количествах 10 Å и 7 Å минералы, устанавливаемые только по очень слабым первым базальным отражениям.

Кроме глинистых минералов, на рентгенограммах отмечаются рефлексы, указывающие на присутствие незначительных количеств полевых шпатов, тётита и, возможно, корунда (линии с  $d=2,081—2,066$  Å; 1,600 Å).

Тонкие фракции туфов III группы содержат, по сравнению с породами в целом, меньшие количества  $SiO_2$ , CaO,  $K_2O$  и большие —  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO,  $H_2O^+$ . Значение  $SiO_2 : Al_2O_3$ , равное 5,15—5,25, намного превышающее эту величину для монтмориллонитов, обусловлено, скорее всего, присутствием в тонких фракциях пепловых туфов большого количества неразложившегося вулканического стекла.

#### IV группа

##### Пепловые туфы с очень сильноизмененным пепловым материалом

В эту группу входят пепловые туфы Боя-дага, Сыртланли и некоторые туфы Монжуклы. По внешнему виду они напоминают бентонитовые глины: плотные, жирные на ощупь, белого, серого или желтого цвета, во влажном состоянии воскоподобные. В шлифах пепловые туфы представлены гомогенной глинистой массой, в которой иногда наблюдаются неявно выраженные реликты витрокластической текстуры. В легких фракциях вулканическое стекло полностью девитрифицировано. В туфах этой группы, по сравнению с туфами III группы, понижено содержание FeO, CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $H_2O^+$  и повышено —  $Al_2O_3$ , MgO. Пепловые туфы в значительной степени состоят из частиц  $<0,001$  мм. Электронномикроскопические исследования показали, что тонкие фракции представлены

тонкодисперсной массой, в которой в небольшом количестве присутствуют крупные, непроницаемые для электронов частицы.

По данным рентгеновского анализа, основным компонентом тонких фракций, так же как и в туфах предыдущей группы, является смешанно-слоистое образование, состоящее из неупорядоченного чередования диоктаэдрического монтмориллонита и бейделлита. Монтмориллонит составляет от 40 до 90% и более этой смешанно-слоистой фазы. По сравнению с предыдущей группой, данные минералы в туфах IV группы лучше окристаллизованы, что проявляется как в большем количестве линий, фиксируемых на рентгенограммах, так и в более четком их характере.

Наряду с вхождением в состав смешанно-слоистого образования, бейделлит в туфах этой группы иногда присутствует и в виде самостоятельной фазы. В этом случае на рентгенограммах фракций, обработанных последовательно  $K_2CO_3$  и глицерином, наряду с рефлексами смешанно-слоистой фазы монтмориллонит — бейделлит, наблюдаются рефлексы  $d_{(001)} = 10,2 \text{ \AA}$  и серия отражений  $(00l)$  высоких порядков.

Часто в тонких фракциях отмечено небольшое количество смешанно-слоистого образования, представленного беспорядочным переслаиванием примерно одинакового количества слоев монтмориллонита и разбухающего хлорита, о чем свидетельствуют слабые рефлексы с  $d = 13,1—13 \text{ \AA}$  и  $d = 6,6—6,4 \text{ \AA}$  на рентгенограммах прокаленных образцов. Межплоскостное расстояние  $13 \text{ \AA}$  является среднестатистическим между  $d_{(001)} = 14 \text{ \AA}$  хлорита и  $d_{(001)} = 9,6 \text{ \AA}$  обезвоженного монтмориллонита. Это смешанно-слоистое образование появляется иногда даже в туфах III группы.

Кроме описанных минералов присутствуют незначительные количества  $7 \text{ \AA}$  минерала, фиксируемого только по очень слабому рефлексу  $(001)$  с  $d = 7,5—7 \text{ \AA}$ . Очень слабые отражения  $d_{(002)} = 5,1 \text{ \AA}$  указывают на наличие  $10 \text{ \AA}$  минерала.

Помимо глинистых минералов, в тонких фракциях иногда наблюдаются гётит, полевые шпаты и, возможно, корунд (линии с  $d = 2,085—2,081 \text{ \AA}$ ;  $1,598—1,592 \text{ \AA}$ ;  $1,379 \text{ \AA}$ ).

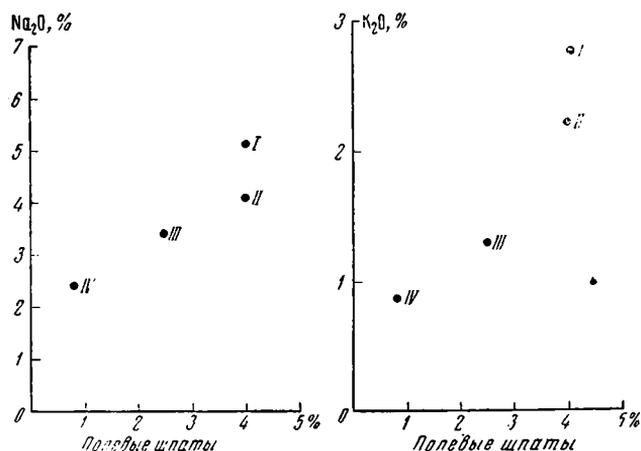
Молекулярное отношение  $SiO_2 : Al_2O_3$  в тонких фракциях составляет 4,38, что указывает на присутствие в их составе небольшого количества неразложившегося вулканического стекла.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из сказанного выше, наряду с туфами, сложенными очень слабо измененным пепловым материалом, присутствуют и такие, в которых он почти полностью переработан. Между тем источник эффузивного вещества во всех пепловых туфах был одним и тем же, отлагались акчагыльские пепловые туфы в одинаковых фациальных условиях, опускались примерно на одинаковые глубины и в одно и то же время были выведены на дневную поверхность. Следовательно, перечисленные факторы не могли вызывать различную интенсивность постседиментационного преобразования пеплового материала.

Возможно, различная интенсивность переработки была обусловлена неодинаковым содержанием магния в отлагавшемся материале. Как показали Нолл (Noll, 1936), Хаузер и Рейнольдс (Hauser, Reynolds, 1939), Хавкинс и Рой (Hawkins, Roy, 1963), для образования монтмориллонита из неглинистого материала необходимо присутствие магния. Согласно Гриму (Grim, 1953), пепел, лишенный окиси магния, не превращается в монтмориллонит. В процессе золотой дифференциации в верхнеплиоценовое время, вероятно, происходило обогащение пеплового материала

вулканическим стеклом, с которым, по-видимому, был связан магний, и обеднение полевыми шпатами, несшими основную часть щелочей. В результате этого в пунктах, более удаленных от вулканических очагов, осаждавшийся пепловый материал содержал большее количество магния и меньше щелочей (фиг. 1). Повышенное содержание магния в сочетании с тонкозернистостью и обусловило более сильную постседиментационную переработку пеплового материала в местах, расположенных



Фиг. 1. Соотношение между валовым содержанием щелочей в пепловых туфах и полевых шпатов в крупных фракциях (полевые шпаты в % ко всей породе). Средние значения для групп

I—IV — группы пепловых туфов

дальше от вулканического очага: туфы, с более интенсивно переработанным в постседиментационные стадии пепловым материалом расположены восточнее, чем с менее измененным.

Выделенные среди пепловых туфов группы позволяют наметить следующую картину постседиментационных изменений пеплового материала. Вулканическое стекло, составляющее основную часть пеплового материала, в ходе этих изменений девитрифицируется. В первых трех группах пепловых туфов существенных различий в составе минералов крупных фракций не наблюдается. Однако в пепловых туфах III группы среди роговых обманок и пироксенов часто присутствуют зерна с зубчатыми ограничениями, возникшими в результате внутрислойного растворения. Значительные изменения состава минералов крупных фракций отмечаются лишь в пепловых туфах IV группы. В них в составе полевых шпатов сокращено количество средних и основных плагиоклазов. В тяжелых фракциях в результате внутрислойного растворения сокращено количество малоустойчивых минералов: роговых обманок, пироксенов и биотита. За счет разрушения этих минералов относительно возрастают концентрации более устойчивых — граната, циркона, турмалина, рутила, анатаза, брукита, магнетита, ильменита, и увеличивается количество выветрелых зерен. Кроме того, возрастает содержание эпидота и цоизита. Общее содержание тяжелых фракций понижено.

В тонких фракциях пепловых туфов по мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала уменьшается

количество вулканического стекла, и возрастает содержание минералов, возникших за счет его преобразования.

Ряд признаков вполне определенно свидетельствует об отсутствии в пепловых туфах примеси материала вмещающих пород. Во-первых, в пепловых туфах практически нет карбонатного материала — по данным химического анализа карбонаты составляют в них (в пересчете на  $\text{CaCO}_3$ ) всего 0—1,5%, в то время как вмещающие породы характеризуются высокой карбонатностью (18—47 иногда до 84%). Во-вторых, в крупных фракциях пепловых туфов полностью отсутствует кварц, тогда как во вмещающих породах он составляет 35—50% терригенного материала. В-третьих, в тяжелых фракциях пепловых туфов терригенные минералы из вмещающих пород (четко отличающиеся по оптическим константам и типоморфным особенностям) не были встречены. Наконец, комплекс глинистых минералов пепловых туфов и вмещающих пород резко различаются. Во вмещающих породах основными глинистыми минералами являются диоктаэдрическая гидрослюда  $2M_1$  и хлорит. Присутствующий в пепловых туфах диоктаэдрический 10 Å минерал отличается несовершенством структуры, тогда как гидрослюда вмещающих пород хорошо окристаллизована. Что касается хлорита, то в пепловых туфах он вообще не встречен в виде самостоятельной фазы.

Отсутствие в пепловых туфах сколько-нибудь существенной примеси материала вмещающих пород позволяет считать все минералы их тонких фракций (кроме полевых шпатов) аутигенными, возникшими в результате постседиментационных преобразований пеплового материала. Так как исходный пепловый материал туфов почти целиком состоит из вулканического стекла, естественно считать, что новообразованные минералы тонких фракций возникли при разложении именно этого компонента. К сожалению, из-за постоянного присутствия неразложенного вулканического стекла химические анализы тонких фракций не отражают состава содержащихся в них новообразованных минералов; только в некоторых случаях они до некоторой степени позволяют судить о составе этих минералов.

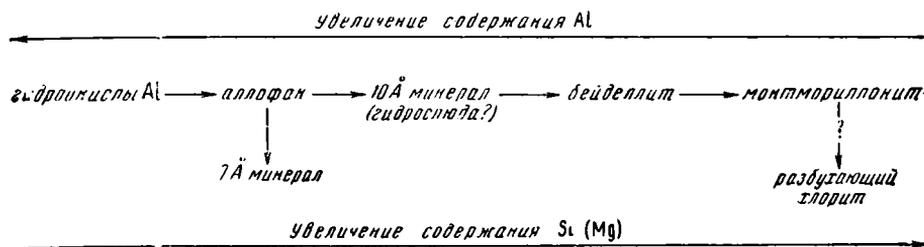
Состав минералов тонких фракций пепловых туфов каждой группы (табл. 6) представляет ряд новообразований, последовательно форми-

Таблица 6  
Состав минералов фракций  $<0,001$  мм верхнеплищевых пепловых туфов Прибалханского района

Минералы	I группа	II группа	III группа	IV группа
Глинистые а) основные	<b>10 Å минерал</b> (7 Å минерал) <b>Аллофан</b> <b>Гидроокислы Al</b> (14 Å минерал)	<b>Бейделлит</b> <b>10 Å минерал</b>	<b>СС бейделлит—монтмориллонит</b>	<b>СС монтмориллонит—бейделлит</b> (Бейделлит)
б) второстепенные		7 Å минерал	10 Å минерал 7 Å минерал (СС монтмориллонит—разбухающий хлорит)	10 Å минерал 7 Å минерал СС монтмориллонит—разбухающий хлорит
Прочие	<b>Полевые шпаты</b> (Гётит)	<b>Полевые шпаты</b> Гётит	Полевые шпаты Гётит	Полевые шпаты Гётит

Примечание: Жирным шрифтом показаны постоянно присутствующие минералы, вразрядку — часто присутствующие; в скобках показаны иногда встречающиеся минералы.

рующихся при разложении вулканического стекла. Последовательность этого ряда доказывается тем, что в каждой группе встречаются все (или почти все) минералы, возникшие в предыдущих стадиях преобразования. По мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала в тонких фракциях появляются минералы, содержащие меньшее количество алюминия и большее — кремния и магния. Подобная закономерность позволяет наметить следующую схему образования минералов, возникающих при постседиментационных изменениях вулканического стекла (фиг. 2).



Фиг. 2. Схема последовательности формирования минералов, образующихся при разложении вулканического стекла

Согласно работам Магистад (Magistad, 1925) и Корренса (Correns, 1949), растворимость  $Al_2O_3$  в воде в интервале pH от 4—5 до 8,5—9 весьма низка, не превышает 1 мг/л. Высокое содержание пелитоморфного кальцита во вмещающих верхнеплиоценовые пепловые туфы породах свидетельствует о слабощелочной среде, существовавшей в этих осадках в диагенезе; по аналогии с осадками Каспийского моря (Страхов и др., 1954) можно считать, что значение pH в акчагыльских и апшеронских осадках в диагенезе было в пределах 7—8. Скорее всего, такое же значение pH существовало и в слоях пеплов, отложившихся на дне Прибалханского участка акчагыльского и апшеронского морей. В условиях слабощелочной среды, существовавшей в прослойках вулканических пеплов, алюминий вулканического стекла обладал минимальной растворимостью и был, скорее всего, практически неподвижным. В то же время растворимость кремнезема в этих условиях была достаточно большой, и он обладал высокой подвижностью (Okamoto и др., 1957).

В этих условиях формирование глинистых минералов — слоистых алюмосиликатов — могло начинаться только вокруг атомов алюминия. Поэтому минеральные новообразования, возникавшие в самые начальные стадии преобразования вулканического стекла, в котором концентрация кремнезема в несколько раз превышает концентрацию глинозема, характеризуются максимальным содержанием алюминия. В данном случае наиболее высокие количества алюминия могли содержать его гидроокислы. Отмечаемые на электронномикроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы полупрозрачные пластины с довольно четкими ровными краями скорее всего и являются подобными соединениями Al. Отсутствие достоверных рефлексов гидроокислов Al на рентгенограммах, по-видимому, объясняется небольшим количеством этих новообразований или их аморфностью.

Гидроокислы Al в процессе дальнейшего преобразования вулканического стекла, обогащаясь поступающим из него кремнеземом, превращались в аллофан, округлые комковатые частицы которого наблюдаются на электронномикроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы. По мнению некоторых исследователей (Grim, 1953), алло-

количество вулканического стекла, и возрастает содержание минералов, возникших за счет его преобразования.

Ряд признаков вполне определенно свидетельствует об отсутствии в пепловых туфах примеси материала вмещающих пород. Во-первых, в пепловых туфах практически нет карбонатного материала — по данным химического анализа карбонаты составляют в них (в пересчете на  $\text{CaCO}_3$ ) всего 0—1,5%, в то время как вмещающие породы характеризуются высокой карбонатностью (18—47 иногда до 84%). Во-вторых, в крупных фракциях пепловых туфов полностью отсутствует кварц, тогда как во вмещающих породах он составляет 35—50% терригенного материала. В-третьих, в тяжелых фракциях пепловых туфов терригенные минералы из вмещающих пород (четко отличающиеся по оптическим константам и типоморфным особенностям) не были встречены. Наконец, комплекс глинистых минералов пепловых туфов и вмещающих пород резко различаются. Во вмещающих породах основными глинистыми минералами являются диоктаэдрическая гидрослюда  $2M_1$  и хлорит. Присутствующий в пепловых туфах диоктаэдрический 10 Å минерал отличается несовершенством структуры, тогда как гидрослюда вмещающих пород хорошо окристаллизована. Что касается хлорита, то в пепловых туфах он вообще не встречен в виде самостоятельной фазы.

Отсутствие в пепловых туфах сколько-нибудь существенной примеси материала вмещающих пород позволяет считать все минералы их тонких фракций (кроме полевых шпатов) аутигенными, возникшими в результате постседиментационных преобразований пеплового материала. Так как исходный пепловый материал туфов почти целиком состоит из вулканического стекла, естественно считать, что новообразованные минералы тонких фракций возникли при разложении именно этого компонента. К сожалению, из-за постоянного присутствия неразложенного вулканического стекла химические анализы тонких фракций не отражают состава содержащихся в них новообразованных минералов; только в некоторых случаях они до некоторой степени позволяют судить о составе этих минералов.

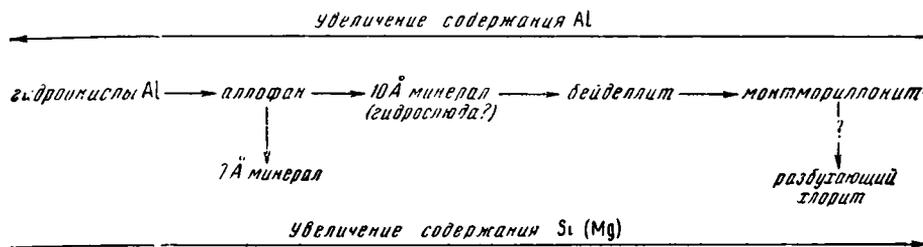
Состав минералов тонких фракций пепловых туфов каждой группы (табл. 6) представляет ряд новообразований, последовательно форми-

Таблица 6  
Состав минералов фракций  $<0,001$  мм верхнеплищевых пепловых туфов Прибалханского района

Минералы	I группа	II группа	III группа	IV группа
Глинистые а) основные	<b>10 Å минерал</b> (7 Å минерал) Аллофан Гидроокислы Al (14 Å минерал)	<b>Бейделлит</b> 10 Å минерал	<b>СС бейделлит—монт- мориллонит</b>	<b>СС монтмориллонит— бейделлит</b> (Бейделлит)
б) второстепенные		7 Å минерал	10 Å минерал 7 Å минерал (СС монтмориллонит— разбухающий хлорит)	10 Å минерал 7 Å минерал СС монтмориллонит— разбухающий хлорит
Прочие	<b>Полевые шпаты</b> (Гётит)	<b>Полевые шпаты</b> Гётит	Полевые шпаты Гётит	Полевые шпаты Гётит

Примечание: Жирным шрифтом показаны постоянно присутствующие минералы, вразрядку — часто присутствующие; в скобках показаны иногда встречающиеся минералы.

рующихся при разложении вулканического стекла. Последовательность этого ряда доказывается тем, что в каждой группе встречаются все (или почти все) минералы, возникшие в предыдущих стадиях преобразования. По мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала в тонких фракциях появляются минералы, содержащие меньшее количество алюминия и большее — кремния и магния. Подобная закономерность позволяет наметить следующую схему образования минералов, возникающих при постседиментационных изменениях вулканического стекла (фиг. 2).



Фиг. 2. Схема последовательности формирования минералов, образующихся при разложении вулканического стекла

Согласно работам Магистад (Magistad, 1925) и Корренса (Correns, 1949), растворимость  $Al_2O_3$  в воде в интервале рН от 4—5 до 8,5—9 весьма низка, не превышает 1 мг/л. Высокое содержание пелитоморфного кальцита во вмещающих верхнеплиоценовые пепловые туфы породы свидетельствует о слабощелочной среде, существовавшей в этих осадках в диагенезе; по аналогии с осадками Каспийского моря (Страхов и др., 1954) можно считать, что значение рН в акчагыльских и апшеронских осадках в диагенезе было в пределах 7—8. Скорее всего, такое же значение рН существовало и в слоях пеплов, отложившихся на дне Прибалханского участка акчагыльского и апшеронского морей. В условиях слабощелочной среды, существовавшей в прослойках вулканических пеплов, алюминий вулканического стекла обладал минимальной растворимостью и был, скорее всего, практически неподвижным. В то же время растворимость кремнезема в этих условиях была достаточно большой, и он обладал высокой подвижностью (Okamoto и др., 1957).

В этих условиях формирование глинистых минералов — слоистых алюмосиликатов — могло начинаться только вокруг атомов алюминия. Поэтому минеральные новообразования, возникавшие в самые начальные стадии преобразования вулканического стекла, в котором концентрация кремнезема в несколько раз превышает концентрацию глинозема, характеризуются максимальным содержанием алюминия. В данном случае наиболее высокие количества алюминия могли содержать его гидроокислы. Отмечаемые на электронномикроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы полупрозрачные пластины с довольно четкими ровными краями скорее всего и являются подобными соединениями Al. Отсутствие достоверных рефлексов гидроокислов Al на рентгенограммах, по-видимому, объясняется небольшим количеством этих новообразований или их аморфностью.

Гидроокислы Al в процессе дальнейшего преобразования вулканического стекла, обогащаясь поступавшим из него кремнеземом, превращались в аллофан, округлые комковатые частицы которого наблюдаются на электронномикроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы. По мнению некоторых исследователей (Grim, 1953), алло-

фан представляет собой беспорядочную, без какой-либо симметрии, совокупность кремния в тетраэдрической координации и металлических ионов в октаэдрической координации. Однако, как будет видно из последующего, в формирующемся в начальные стадии разложения вулканического стекла аллофане в октаэдрах, кроме алюминия и кислорода, присутствуют и гидроксильные группы, а часть тетраэдрических положений занята алюминием.

Алюмокислородные (точнее, алюмокислородно-гидроксильные) октаэдры и кремнекислородные (а также алюмокислородные) тетраэдры, соединяясь друг с другом, формируют слоистые алюмосиликаты — глинистые минералы.

При соединении слоя алюмокислородно-гидроксильной октаэдрической сетки с одним слоем кремнекислородной тетраэдрической сетки образуется 7 Å минерал с двухэтажной решеткой. Судя по несколько увеличенному межплоскостному расстоянию, достигающему 7,3—7,5 Å, также по наличию на рентгенограммах главным образом только рефлекса (001), образующийся при разложении вулканического стекла минерал с двухэтажной решеткой весьма плохо окристаллизован и, по-видимому, является минералом типа метагаллуазита или галлуазита, что подтверждается также присутствием на электронномикроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы мелких палочкообразных частиц. Возникший 7 Å минерал является весьма стойким скорее всего благодаря отсутствию изоморфных замещений в его решетке, что характерно для минералов каолиновой группы (Stubican, Roy, 1961) и, как следствие, нейтральному заряду его слоев. Поэтому в дальнейшем этот минерал сохраняется среди продуктов преобразования пеплового материала, претерпевая, по-видимому, лишь структурные изменения в результате которых улучшается его окристаллизованность.

В свете изложенного становится понятным частое присутствие в бентонитовых глинах довольно значительных количества каолинита (Grin, 1953): в них каолинит является не механической терригенной примесью, а скорее всего представляет собой аутигенное образование, возникшее при разложении пеплового (или туфогенного) материала.

Установленное Цзенем (Zen, 1959) развитие каолинита (точнее, 7 Å минерала) по зернам вулканического стекла в современных осадках у западного побережья Южной Америки показывает, что процесс образования минерала каолиновой группы при разложении вулканического стекла начинается в ранние стадии диагенеза.

Однако щелочная среда, существующая в разлагающемся в морских условиях пепле, является неблагоприятной для синтеза минералов каолиновой группы, которые, как известно, легче образуются в кислой среде. Поэтому при изменении вулканического материала в морских условиях процесс образования минералов с двухэтажной решеткой широкого пространства не получает. Возможно, что при разложении эффузивного материала в условиях земной поверхности процесс возникновения наиболее богатых алюминием минералов может получать более широкое, если даже не преобладающее развитие. В связи с этим интересно отметить, что, по данным Судо (Sudo, 1963), в почвах, развитых на вулканическом пепле в Канто (Япония), основными минералами являются аллофан, галлуазит и гидратированный галлуазит. Алонсо, Безоэн и Каталина (Alonso, Besoain, Catalina, 1963), изучавшие минералы тонких фракций почв, развитых на эффузивных породах в Чили и Новой Зеландии, установили, что в более молодых почвах преобладает аллофан и другие аморфные соединения, тогда как в почвах, возникших раньше, наряду с аллофаном развиты минералы каолиновой группы. Наконец

Фильдз (Fieldes, 1955) установил такую последовательность формирования минералов в почвах Новой Зеландии, образованных на риолитовых и андезитовых вулканических пеплах: 1) аллофан В, в котором частицы глинозема обладают сверхтонкими размерами, а аморфный кремнезем разобщен; 2) аллофан А, в котором беспорядочно смешаны глинозем и кремнезем, а размер частиц больший, чем в аллофане В; 3) метагаллаузит, в котором глинозем и кремнезем уже соединены в каолиновую структуру.

Не исключено, впрочем, что в приведенных примерах континентального выветривания эффузивный материал находится лишь на самых начальных стадиях преобразования и что при дальнейшем его разложении будут образовываться и другие, более богатые кремнеземом глинистые минералы. Тем не менее совершенно очевидно, что в начальные стадии преобразования аморфного эффузивного материала в направлении образования алюмосиликатов как в морских, так и в континентальных условиях формируются минералы, наиболее богатые алюминием (в том числе и минералы каолиновой группы).

При преобразовании вулканического стекла верхнеплиоценовых туфов Прибалханского района преобладающее развитие получил процесс формирования из аллофана диоктаэдрического 10 Å минерала, при котором к слою алюмоокислородно-гидроксильной сетки с обеих сторон присоединялись слои тетраэдрических сеток. При этом тетраэдрические сетки 10 Å минерала, в свою очередь, содержали максимально возможное количество алюминия; иначе говоря, в его тетраэдрах максимально возможно количество ионов Si с самого начала было изоморфно замещены ионами Al. Благодаря такому замещению решетка 10 Å минерала обладает очень сильным отрицательным зарядом, по-видимому, большим, чем у обычной гидрослюды. Слои возникшего 10 Å минерала очень тесно сближены и не увеличивают межплоскостного расстояния при насыщении глицерином.

С некоторым допущением этот 10 Å минерал может быть назван гидрослюдой. Однако, как будет видно из дальнейшего, характерным свойством данного минерала, отличающим его от типичной гидрослюды (помимо более высокого отрицательного заряда слоев), является то, что в его межслоевых пространствах калий либо отсутствует полностью, либо, если и присутствует, то в весьма незначительном количестве. Образование подобного бескалиевого минерала с трехэтажной решеткой могло произойти при соблюдении двух обязательных условий.

Во-первых, образование бескалиевого 10 Å минерала возможно при отсутствии калия в разлагающемся вулканическом стекле. Присутствующий в пепловом материале калий, как указывалось, скорее всего содержится в полевых шпатах. Приуроченностью калия к полевым шпатам, концентрирующимся преимущественно в крупных фракциях, и объясняется, по-видимому, более высокое содержание этого элемента в туфах в целом по сравнению с его содержанием в их тонких фракциях. Как видно из вышеприведенного, полевые шпаты оказываются довольно стойкими при постседиментационных изменениях пеплового материала, и содержащийся в них калий не принимает участия в формировании глинистых минералов, возникающих при разложении вулканического стекла. Во-вторых, образование бескалиевого 10 Å минерала возможно при отсутствии или очень низком содержании калия в пропитывающей разлагающийся пепловый материал воде. Ряд данных свидетельствует, что воды акчагыльского моря по солевому составу были близки к водам современного Каспия, в котором, при солености 12,2—13,4‰, калий составляет всего 0,6% от общего количества солей (Страхов и др., 1954).

При несоблюдении отмеченных условий формирующийся 10 Å минерал, вероятно, мог содержать в межслоевых пространствах калий. Что в действительности содержится в межслоевых пространствах этого минерала — нам пока не известно.

Таким образом, на определенной стадии разложения вулканического стекла верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района образовывался бескалиевый 10 Å минерал с трехэтажной решеткой. Кристаллическая структура этого минерала в начальные моменты его образования весьма несовершенна, что видно из небольшого количества отражений  $hkl$ , фиксируемых на рентгенограммах. Большая часть вулканического стекла в эту стадию преобразования пеплового материала остается еще не разложенной. Подобное соотношение наблюдается в пепловых туфах I группы.

Из неразложенного вулканического стекла в иловые воды, пропитывающие пепловый материал, продолжал в избытке поступать кремнезем. В условиях высокого содержания кремнезема в иловых водах, кремний вытеснял из тетраэдрических сеток 10 Å минерала алюминий, что привело к уменьшению заряда его слоев и как следствие, к уменьшению силы взаимодействия между слоями; в межслоевые пространства минерала с трехэтажной решеткой проникала вода, и его межплоскостное расстояние увеличивалось до 14,2—14 Å. В результате возникал диоктаэдрический минерал с трехэтажной решеткой, способный изменять межплоскостное расстояние при различных обработках: увеличивать это расстояние до 17,7—17,6 Å при насыщении глицерином и сокращать до 10—9,5 Å при прокаливании.

У образовавшегося разбухающего минерала отрицательный заряд трехэтажной решетки все еще весьма велик. Об этом свидетельствует его способность фиксировать калий в межслоевых пространствах, в результате чего межплоскостное расстояние сокращается до 10,2—9,8 Å; после насыщения калием этот минерал уже не увеличивает межплоскостное расстояние при обработке глицерином. Такое поведение новообразованного минерала показывает, что в его тетраэдрических сетках весьма значительная часть Si все еще изоморфно замещена Al. Подобные свойства данного минерала позволяют определить его как бейделлит. Однако, как будет видно дальше, в бейделлите верхнеплиоценовых пепловых туфов, в отличие от бейделлита, описанного Уейром и Грин-Келли (Weir, Green-Kelly, 1962), изоморфные замещения присутствуют не только в тетраэдрах, но также и в октаэдрах.

Высокая способность бейделлита верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района фиксировать калий и является доказательством того, что 10 Å минерал, из которого образовался бейделлит, не содержит в межслоевых пространствах существенных количеств калия. Однако некоторое незначительное количество калия иногда, по-видимому, все же содержится в межслоевых пространствах 10 Å минерала и образующегося из него бейделлита. На это, возможно, указывает сокращение в некоторых случаях межплоскостного расстояния бейделлита после прокаливании только до 10 Å, а не до 9,6—9,5 Å, как у минералов с трехэтажной решеткой, не содержащих в межслоевых пространствах калия.

Образовавшийся бейделлит в начальные моменты своего существования плохо окристаллизован, на что указывает малое число отражений  $hkl$  на рентгенограммах. Присутствующий совместно с бейделлитом 10 Å минерал окристаллизован уже лучше, чем раньше, что подтверждается большим количеством рефлексов на рентгенограммах. Подобное соотношение наблюдается в тонких фракциях пепловых туфов II груп-

пы, в которых основная часть вулканического стекла все еще не разложена.

Непрерывно поступающий в иловые воды из вулканического стекла кремний продолжал вытеснять алюминий из тетраэдрических сеток бейделлита до тех пор, пока полностью (или почти полностью) не замещал его. Замещение алюминия кремнием в тетраэдрах приводит к настолько значительному снижению общего отрицательного заряда слоев разбухающего минерала с трехэтажной решеткой, что он продолжает увеличивать межплоскостное расстояние и после насыщения калием. Иначе говоря, в результате этого процесса бейделлит преобразуется в монтмориллонит.

Из изложенного видно, что бейделлит является метастабильным образованием, существующем в узком интервале условий. С одной стороны, в среде, содержащей кремнезем, происходит вытеснение кремнием алюминия из тетраэдров, в результате чего бейделлит переходит в монтмориллонит, с другой — в среде, содержащей калий, бейделлит фиксирует его в межслоевых пространствах, переходя в состояние, близкое (или тождественное?) гидрослоюде. Эта метастабильность бейделлита обусловлена наличием у него некомпенсированного отрицательного заряда слоев.

Монтмориллонит, в отличие от минералов, возникших ранее, присутствует не в виде самостоятельной фазы, а образует неупорядоченное чередование с бейделлитом. Количество слоев монтмориллонита в этом смешанно-слоистом образовании возрастает по мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала от 40—50% в пепловых туфах III группы до более, чем 90% в пепловых туфах IV группы. В этом же направлении улучшается окристаллизованность этой смешанно-слоистой фазы, о чем свидетельствует как увеличение общего числа линий на рентгенограммах, так и их более четкий характер.

Таким образом, в ряду 10 Å минерал — бейделлит — монтмориллонит отмечается стремление минералов перейти от форм с большим отрицательным зарядом решетки к формам с меньшим отрицательным зарядом.

Однако даже в пепловых туфах с очень сильно измененным пепловым материалом в тонких фракциях наряду с монтмориллонитом присутствует значительное количество бейделлита, несмотря на то, что, как показывает химический анализ, в этих фракциях содержится вулканическое стекло, которое могло дать кремний, необходимый для перехода бейделлита в монтмориллонит. Кроме того, присутствие пепловых туфов с менее сильно измененным пепловым материалом, в которых формирование минералов, образующихся при разложении вулканического стекла, остановилось на более ранних стадиях, показывает, что процесс преобразования верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района в монтмориллонитовые глины в результате каких-то причин был прерван.

Во вмещающих пепловые туфы породах эпигенетические минералы практически отсутствуют. Это дает основание заключить, что и в пепловых туфах эпигенетическое минералообразование не имело сколько-нибудь существенного развития. Следовательно, образование глинистых минералов, возникающих за счет разложения вулканического стекла, произошло в диагенетическую стадию.

Такой вывод о времени преобразования пеплового материала находится в соответствии с общепринятыми представлениями. Скорее всего, прекращение процесса преобразования вулканического стекла в направлении монтмориллонитообразования в прослоях верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района было обусловлено выходом их из

зоны диагенеза, т. е. из зоны активного водообмена в результате погружения на большие глубины под толщей накапливавшихся осадков.

Примером, иллюстрирующим полноту переработки пеплового материала, могут служить бентонитовые глины Огланлинского месторождения. Межплоскостное расстояние этих глин после прокаливания равно 9,5 Å, а при насыщении глицерином фиксируется целочисленная серия базальных рефлексов от  $d_{(001)} = 17,6$  Å. После насыщения этих глин калием содержание  $K_2O$  в них возрастает с 0,20% до 2,78%. Межплоскостное расстояние насыщенного калием Огланлинского бентонита после прокаливания равно 10,2 Å, что свидетельствует о том, что калий не только сорбирован боковой поверхностью глинистых частиц, но также проник и в межслоевые пространства. Однако после обработки этих насыщенных калием глин глицерином на рентгенограмме по-прежнему наблюдается целочисленная серия отражений от межплоскостного расстояния 17,6 Å, указывая, что процесс монтмориллонитообразования завершен полностью.

Как показали многочисленные исследования (Ross, Hendricks, 1945, Ross, 1960), в диоктаэдрическом монтмориллоните бентонитовых глин часть Al в октаэдрах обычно изоморфно замещена в основном Mg (а также  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$  и, возможно, ионами некоторых других металлов). В верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района большее количество Mg содержится в тех их разновидностях, которые более интенсивно переработаны в диагенезе. Это позволяет заключить, что по мере развития процесса формирования минералов, образующихся в результате разложения вулканического стекла этих туфов, в октаэдрах минералов с трехэтажной решеткой возросло количество Mg, изоморфно замещающего Al.

Таким образом, в процессе стадийного минералообразования при разложении вулканического стекла при переходе одного новообразованного минерала в другой (например, бейделлита в монтмориллонит, 10 Å минерала в бейделлит и т. д.) постоянно происходило вытеснение алюминия: из тетраэдров — кремнием, из октаэдров — магнием (и, возможно, некоторыми другими ионами). Освободившийся алюминий, вступая во взаимодействие с иловой водой и содержащимися в ней кремнеземом, вновь давал начало описанному ряду стадийных минералов. Этим и объясняется, скорее всего, постоянное присутствие в тонких фракциях пепловых туфов какой-либо стадии преобразования минералов предшествующих стадий.

В тонких фракциях пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом часто присутствует небольшое количество смешанно-слоистой фазы, представленной неупорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и разбухающего хлорита. А. Г. Коссовская, В. А. Дриц и В. А. Александрова (1963) показали, что подобное смешанно-слоистое образование может возникнуть в результате изменения биотита, который, являясь крайне нестойким минералом, в диагенезе и начальном элигенезе в определенных условиях дает последовательную гамму новообразований: хлорит — подвижный хлорит — монтмориллонит вплоть до каолинита. Процесс осуществляется посредством формирования ряда переходных фаз с беспорядочным или упорядоченным чередованием слоев перечисленных компонентов с трехэтажными структурами (в том числе и подвижный хлорит — монтмориллонит).

Низкое содержание биотита в крупных фракциях пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом как будто указывает, что присутствующее в их тонких фракциях смешанно-слоистое образо-

вание разбухающий хлорит — монтмориллонит возникло в результате изменения этого минерала. Однако такому заключению противоречит полное отсутствие в тонких фракциях всех пепловых туфов хлорита, который обязательно должен был бы появиться при изменении биогита еще до образования указанной смешанно-слоистой фазы. Поэтому возникновение этого образования, как нам кажется, может быть объяснено иначе.

Как указывалось выше, пепловые туфы с очень сильно измененным пепловым материалом, по-видимому, с самого начала содержали повышенное количество магния. Если, изоморфно заместив допустимое количество алюминия в октаэдрах возникающих диоктаэдрических минералов с трехэтажной решеткой, магний оставался еще в избытке, начиналось формирование бруситоподобных слоев в межслоевых пространствах разбухающих минералов. Этому способствовало также вытеснение из тетраэдров алюминия, который мог изоморфно замещать магний в бруситоподобных слоях формирующегося разбухающего хлорита. Однако окончательное выяснение происхождения этого образования требует дальнейших исследований.

Для верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района, содержащих весьма большое количество кремнезема, характерно полное отсутствие кристаллических форм  $\text{SiO}_2$  как в крупных, так и в тонких фракциях.

Как показали Окамото, Окура и Гото (Okamoto, Okura, Goto, 1957), разные формы растворенного в воде кремнезема по-разному осаждаются алюминием. Известно, что кремнезем растворяется в воде, образуя истинный раствор только до определенной концентрации, которая называется «растворимостью аморфного кремнезема»; оставшийся кремнезем обнаруживает стремление к полимеризации и образованию коллоидного раствора. Если для осаждения молекулярно диспергированного кремнезема необходимо довольно большое количество  $\text{Al}$ , то для осаждения коллоидального кремнезема достаточно его микроколичеств; так, например, 1 мг алюминия может осадить около 40 мг коллоидального кремнезема.

В иловых водах, пропитывавших пепловые прослойки, кремнезем, поступавший в них из вулканического стекла, мог существовать скорее всего лишь в молекулярно-диспергированном виде. Как только в растворах появлялся коллоидальный кремнезем, он сейчас же осаждался алюминием, выделяющимся из решеток минералов при их стадийных переходах. Что касается молекулярно-диспергированного кремнезема, то он частично также осаждался алюминием, а частично мигрировал за пределы пеплового пласта. Окремнение приконтактовых зон пород, вмещающих мощные пласты бентонитовых глин (Grim, 1953), по-видимому, объясняется осаждением здесь молекулярно-диспергированного кремнезема, мигрировавшего из пластов вулканического пепла. Вероятно, в процессе диагенетического преобразования верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района какая-то часть кремнезема также мигрировала за пределы их прослоек. Однако ввиду их малой мощности обнаружить окремнение вмещающих пород не удалось.

По-видимому, до тех пор пока минералы, образующиеся при разложении вулканического стекла, не будут полностью (или почти полностью) представлены разновидностями, решетки которых не способны освобождать алюминий, кремнезем не может выделиться в виде кристаллической фазы. Отсутствие кристаллических форм кремнезема в верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района объясняется скорее всего тем, что в них среди новообразованных минералов значитель-

ную часть составляют такие, в которых содержание Al в тетраэдрах, способного вытесняться кремнием, весьма велико. Если же после завершения процесса монтмориллонитообразования, когда все новообразованные минералы будут представлены преимущественно разновидностями, не способными выделять из решеток алюминий, останется еще кремнезем, то, вероятно, лишь тогда он сможет выделиться в виде самостоятельной фазы, которая в дальнейшем может перейти в кристаллическую, например в кристобалит, присутствие которого иногда отмечается в бентонитовых глинах (Grim, 1953). Так как в процессе монтмориллонитообразования часть кремнезема мигрирует за пределы пласта пепла для того, чтобы кремнезема хватило для завершения этого процесса, а тем более для выделения его в виде самостоятельной фазы, необходим его избыток в исходном пепловом материале; в противном случае процесс стадийного формирования минералов может не дойти до образования монтмориллонита, прервавшись на более ранних стадиях.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований выявлены основные закономерности преобразования пеплового материала и формирования минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района.

Преобразование пеплового материала в монтмориллонитовые глины происходило в диагенетическую стадию в условиях низкой растворимости глинозема и более высокой — кремнезема. Интенсивность превращения вулканического стекла в монтмориллонит находится в прямой зависимости от содержания в пепловом материале магния. В процессе диагенетического преобразования вулканического стекла образуется ряд стадийных минералов, в начале которого располагаются разновидности, наиболее богатые алюминием, а в конце — с минимальным его содержанием. Последовательность выделения стадийных минералов следующая: гидрокислы алюминия — аллофан — бескальциевый 10 Å минерал — бейделлит — монтмориллонит. В виде побочных продуктов формируется 7 Å минерал с двухэтажной решеткой и, возможно, небольшое количество гидрослюда. В ряду минералов с трехэтажной решеткой отмечается стремление к переходу в формы с меньшим зарядом. Процесс преобразования пеплового материала в монтмориллонитовые глины протекал в среде с низким содержанием калия.

Состав формирующихся глинистых минералов при диагенетическом преобразовании пеплового материала зависит от его исходного химического и минерального состава. Для полноты завершения процесса преобразования в монтмориллонит необходим избыток кремнезема в вулканическом стекле. Полнота завершения процесса преобразования вулканического стекла в глинистые минералы зависит от длительности пребывания осадка в зоне диагенеза.

### ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Alonso J., Besoain E., Catalina F. Observation de microscopie électronique en argiles volcaniques de Chili et allophanes de la Nouvelle Zélande. Intern. clay conf., v. 14, Pergamon press, 1963.

- Correns D. W. Einführung in die Mineralogie. Springer Verlag, Berlin, 1949.
- Fieldes M. Clay mineralogy of New Zealand soils. N. Z. J. Sci. and Technol., v. 37, No. 3, 1955.
- Grim R. E. Clay mineralogy. New-York. 1953
- Hauser E. A., Reynolds H. H. Alteration of glasses to montmorillonite. Amer. Mineral., v. 24, 1939.
- Hawkins D. B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 27, No. 10, 1963.
- Magistad O. C. The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. Soil Sci., v. 20, No. 3, 1925.
- Noll W. Synthese von Montmorilloniten. Ein Beitrag zur Kenntniss der Bildungsbedingungen und des Chemismus von Montmorillonit. Chemie der Erde, 10, 1936.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 12, No. 1/2, 1957.
- Ross C. S. Review of the relationships in montmorillonite group of clay minerals. Clays and clay minerals. Proceedings of the seventh National Conference on clays and clay minerals, 1960.
- Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group, their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 205-B, 1945.
- Stubican V., Roy R. Isomorphous substitution and infra spectra of the layer lattice silicate. Amer. Mineral., v. 46, No. 1—2, 1961.
- Sudo T. Interstratified minerals from Japan, their geological behaviours and origins. Intern. clay conf., v. 14, Pergamon press, 1963.
- Weir A. H., Green-Kelly R. Beidellite. Amer. Mineral., v. 47, No 1/2, 1962.
- Zen E-an. Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks. Amer. J. Sci. v. 257, No. 1, 1959.

Геологический институт  
АН СССР  
Москва

Дата поступления  
13.1.1965

УДК 551.762.3 (575.44)

**ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ  
КУГИТАНГТАУ И КЕТМЕНЬ-ЧАПТЫ (ТУРКМЕНИСТАН)**

**К. ТОМАШАЕВ**

**ВВЕДЕНИЕ**

В юго-восточной Туркмении верхнеюрские карбонатные отложения обнажаются лишь в наиболее крупных структурах — Кугитангтау, Гаурдак и Тюбегатан. В последние годы юрские породы вскрыты бурением во многих районах Туркмении и юго-западного Узбекистана и в некоторых из них обнаружены нефть и газ. Газопроявления отмечены в верхнеюрских отложениях в структурах Фараб, Байрам-Али, а приток нефти в скважинах, пройденных в структуре Шаралпы.

Краткие сведения по литологии келловейских и оксфордских пород Кугитангтау и прилегающих районов содержатся во многих работах. (Абетов, 1962; Вахрамеев и др., 1936; Жуковский и др., 1959; Сотириади и др., 1961; Троицкий, 1961, 1962). Однако специальному литологическому изучению эти породы не подвергались.

Литологические исследования карбонатных пород проведены нами в основном по трем разрезам, охватывающим отложения келловей и оксфорда: 1) у вершины горы Айры-Баба в центральной части антиклинали Кугитангтау; 2) в ущелье Танги-Дувал в северо-восточной переклинали и 3) у горы Кетмень-Чапты, расположенной в 80 км северо-восточнее Кугитангтау. Расстояние между крайними разрезами около 130 км. Этот район в структурном отношении является юго-западным отрогом Гиссарского хребта.

Нижняя граница верхнеюрских отложений проходит по кровле пятнистых железистых песчаников мощностью 0,7 м. Они хорошо охарактеризованы батской фауной. Выше, без следов перерыва или несогласия, следуют глинисто-карбонатные породы, содержащие типичную келловейскую фауну.

Граница между отложениями келловей и оксфорда проводится по резкой смене фауны. Разрез оксфорда венчается горизонтом толсто-слоистых микрозернистых и комковатых известняков, выше которого следует гаурдакская свита кимеридж-титона.

Среди пород келловей и оксфорда выделены известняки обломочного, органогенного и химического происхождения. Обломочные известняки подразделяются на три типа: известняковые брекчии, известняковые гравелито-конгломераты и известняковые песчаники. В группе органогенных известняков выделяются органогенно-обломочные, биоморфные, а также сгустковые и комковатые известняки смешанного происхождения. Среди органогенно-обломочных известняков различаются крупнодетритовые и мелкодетритовые, а также шламовые. По преобладанию того или иного детрита среди крупнодетритовых известняков выделяются криноидно-полидетритовые, брахиоподово-полидетритовые, мшанково-полидетри-

товые. Мелкодетритовые известняки бывают полидетритовыми, криноидно-полидетритовыми и брахиоподово-полидетритовыми. Шламовые известняки подразделяются на шламово-полидетритовые, пелициподово-

Таблица 1

Схема литологического расчленения келловейских и оксфордских отложений Кугитангтау и Кетмень-Чапты

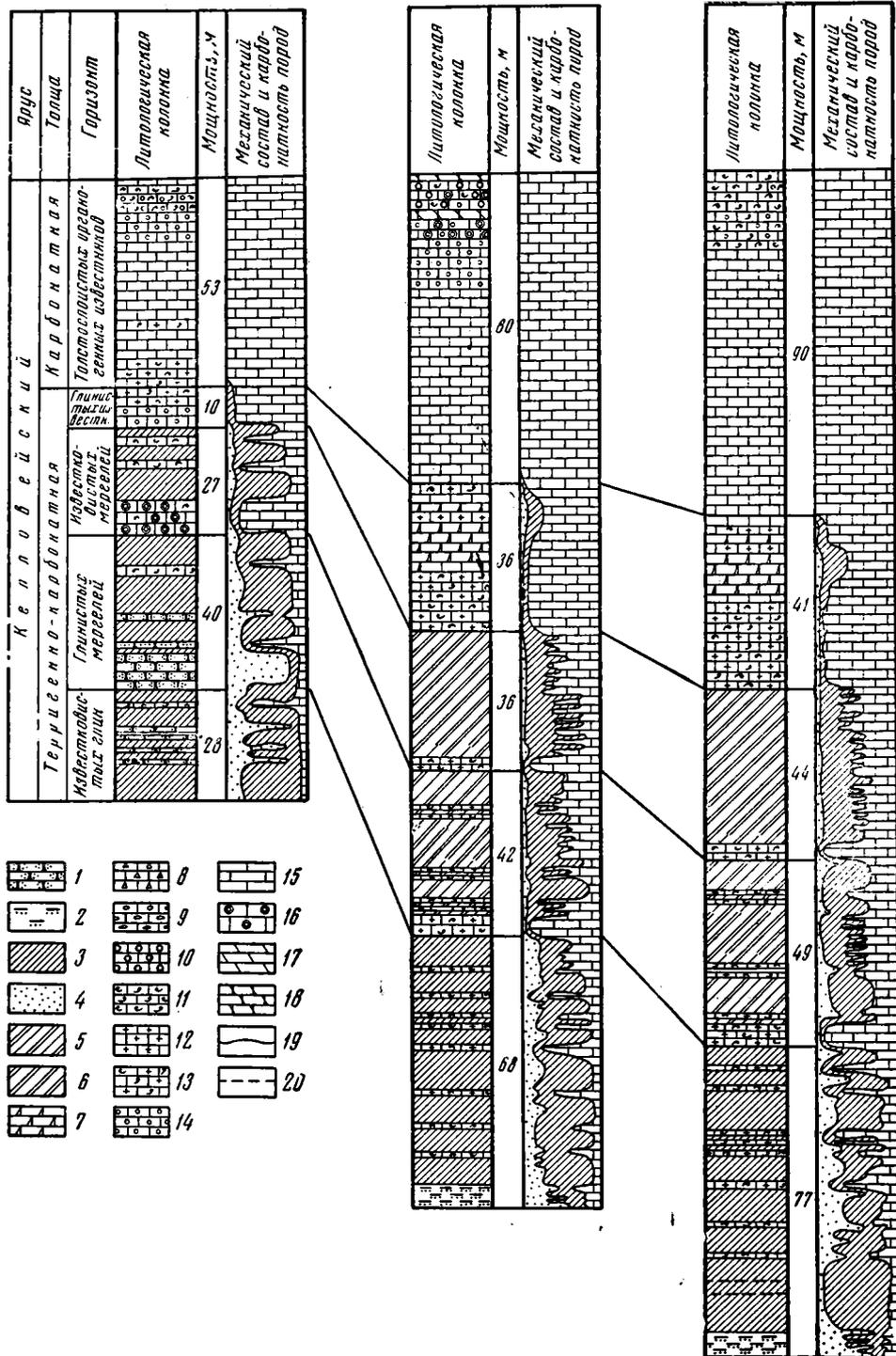
Ярусы	Толща	Горизонты	Айры-Баба		Танги-Дувал		Кетмень-Чапты	
			пачки	мощность, м	пачки	мощность, м	пачки	мощность, м
Оксфордский	Карбонатная	Известняки толстослоистые микрозернистые и комковатые	4	14,1	4	11,4	4	9,0
			3	29,4	3	29,6	3	17,3
			2	31,1	2	31,5	2	22,2
			1	35,2	1	28,5	1	17,5
		1-4	109,8	1-4	101,0	1-4	65,5	
		Известняки массивнослоистые комковатые	3	3,5	3	3,2	3	2,8
			2	55,0	2	50,8	2	47,2
			1	13,0	1	11,5	1	1,7
		1-3	71,5	1-3	65,5	1-3	51,7	
		Известняки волнистослоистые микрозернистые и мелкослоистые комковатые	6	6,5	6	6,2	6	4,6
			5	17,2	5	13,3	5	17,6
			4	6,2	4	5,2	4	6,7
			3	12,8	3	13,5	3	7,5
			2	4,7	2	6,2	2	0,7
			1	17,0	1	15,4	1	10,5
		1-6	64,4	1-6	62,8	1-6	46,7	
		Известняки мелкослоистые	1	128,0	112,1			
Известняки толстослоистые	2	20,0	2	27,4	2	17,9		
	1	70,0	1	52,8	1	35,3		
	1-2	90,0	1-2	80,2	1-2	53,2		
Келловейский	Терригенно-карбонатная	Известняки глинистые	2	20,5	2	18,5	2	5,0
			1	20,5	1	18,0	1	5,0
			1-2	41,0	1-2	36,5	1-2	10,0
		Мергели известковистые	2	41,0	2	33,7	2	18,8
			1	3,5	1	2,8	1	8,0
1-2	44,5	1-2	36,5	1-2	37,6			
Мергели глинистые	4	15,2	4	13,3				
	3	14,3	3	12,1	2	30,5		
	2	13,1	2	11,5				
	1	6,5	1	5,5	1	9,5		
	1-4	49,3	1-4	42,4	1-2	40,0		
Глины известковистые	2	70,1	2	62,0	2	28,0		
	1	7,0	1	6,5	1			
	1-2	77,1	1-2	68,5	1-2	28,0		

шламовые и шламово-микросгустковые. Встречаются также онколито-вые, строматолитовые и оолитовые известняки.

Разрез келловей и оксфорда состоит из двух толщ: терригенно-карбонатной и карбонатной (табл. 1).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ТОЛЩ. ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ТОЛЩА

Терригенно-карбонатная толща (фиг. 1, см. табл. 1) делится на четыре горизонта; в каждом горизонте сверху карбонатность повышается. В горизонте известковистых глин выделяется две пачки. В разрезе



Фиг. 1. Разрезы келовея Кугитангтау и Кетмень-Чапты

1 — песчаники; 2 — алевроиты; 3 — глины; 4 — примесь песка; 5 — мергели однородные; 6 — мергели с прослойками комковатых мергелей; 7 — известняки глинистые; 8 — известняки брекчии; 9 — известняковые конгломераты; 10 — известковые песчаники; 11 — крупные, мелкие органогенно-обломочные известняки; 12 — известняки водорослевые; 13 — известняки водорослевые и органогенно-обломочные; 14 — известняки комковатые; 15 — известняки крупно- и мелкозернистые, шламовые, шламово-микрогустковые, густковые; 16 — известняки оолитовые; 17 — доломиты; 18 — известняки доломитизированные; 19 — размывы; 20 — стяжения кремней

Айры-Баба и Танги-Дувал нижняя пачка состоит из алевролитов и алевритистых глин и известняков, переслаивающихся между собой, а верхняя образована известковистыми алевритистыми глинами с редкими прослоями органогенно-обломочных и водорослевых известняков. В разрезе Кетмень-Чапты нижняя пачка сложена глинами с редкими прослоями песчаников и известковистых песчаников.

Горизонт глинистого мергеля в разрезах Айры-Баба и Танги-Дувал делится на четыре пачки.

Первая, или нижняя, пачка, состоит из темно-серых массивно-слоистых крепких известняков, основная масса которых сложена синезелеными водорослями типа онколитов и органогенными обломками. Вторая пачка представлена сильно известковистыми и алевритистыми глинами, серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком. Третья образована комковатыми известковистыми мергелями. Четвертую пачку слагают темно-серые, серые с зеленоватым оттенком, крепкие мергели. Севернее в разрезе Кетмень-Чапты, верхние три пачки сливаются в единую пачку известковистых глин с прослоями песчаников и органогенно-обломочных известняков. Нижняя пачка более выдержана и представлена желтоватыми крепкими песчаниками, с прослоями песчаных глин и известняков.

Горизонт известковистых мергелей делится на две пачки. Нижняя пачка в разрезе Айры-Баба и Танги-Дувал представлена серыми, темно-серыми с коричневатым оттенком крепкими известняками, состоящими из водорослевых клубочков и органогенных обломков. Верхняя пачка сложена комковатыми мергелями с прослоями однородных мергелей. Комки мергеля до 30 см в диаметре округлые серые и темно-серые крепкие. В нижней части пачки комки располагаются цепочками, в верхней — они находятся близко друг к другу и соединяются узкими перешейками, образуя волнистую слоистость.

Существенные изменения в разрезе наблюдаются в Кетмень-Чапты. Здесь нижняя пачка сложена оолитовыми известняками с небольшим количеством известняковых песчаников. Песчаники состоят из микро- и криптозернистого кальцита и окатанных органогенных обломков. Вторая пачка состоит из темно-серых, почти темных крепких глин с прослоями крупно- и мелкообломочных органогенных известняков.

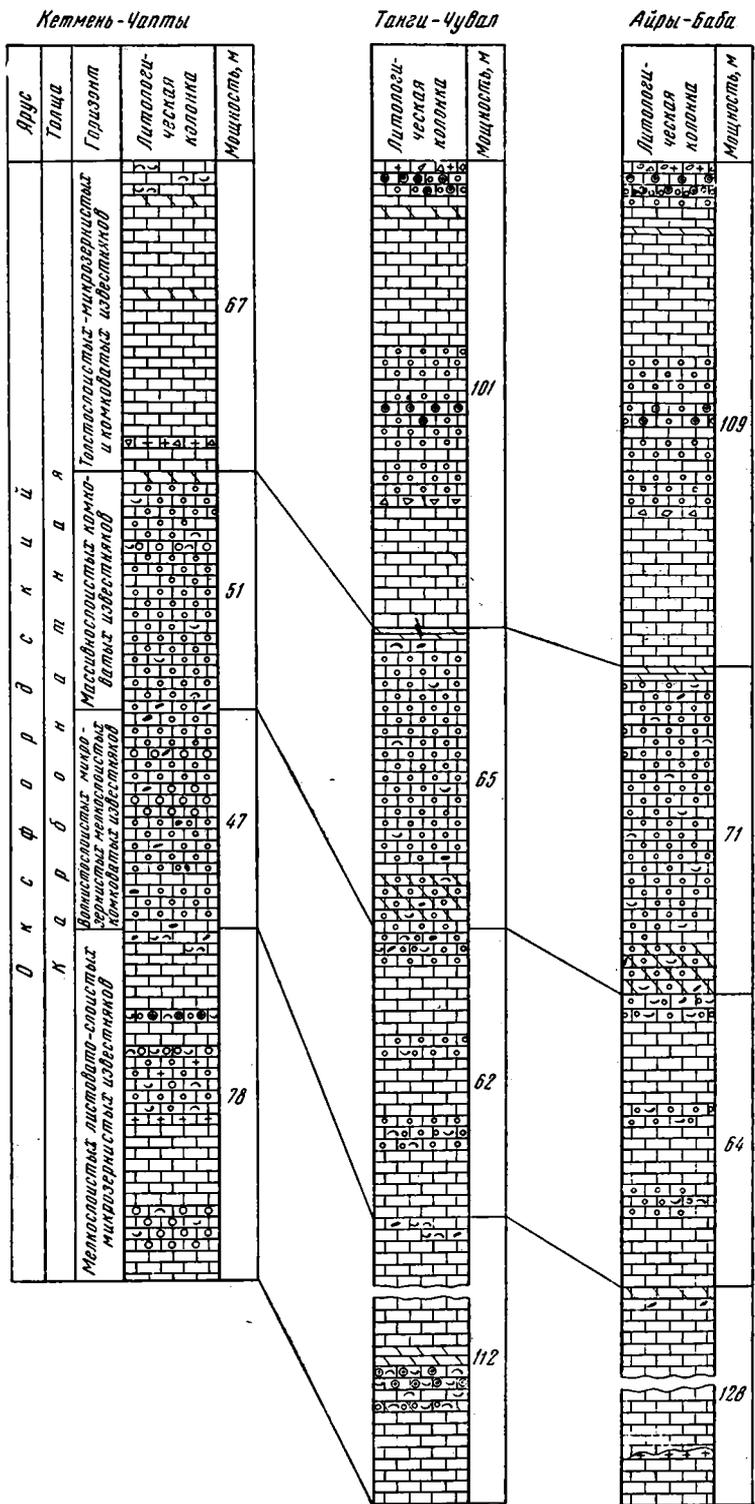
Горизонт глинистых известняков представлен темно-серыми крепкими массивно-слоистыми известняками, состоящими из органогенных обломков и онколитовых комочков. Выше известняки мелко-слоистые темно-серые глинистые с двумя прослоями органогенно-обломочного и водорослевого известняка.

В северном разрезе (Кетмень-Чапты) нижнюю пачку слагают темно-серые с желтоватым оттенком известняковые песчаники, образованные микро- и криптозернистыми кальцитовыми комочками и окатанными органогенными обломками. Верхняя пачка представлена водорослевыми и органогенно-обломочными известняками.

### КАРБОНАТНАЯ ТОЛЩА

Карбонатная толща по литологическим признакам делится на пять горизонтов (фиг. 2), а в каждом из них выделяются пачки. Нижний горизонт относится к келловее, остальные четыре — к оксфорду.

Нижняя пачка нижнего горизонта (см. фиг. 1) в двух южных разрезах (Айры-Баба и Танги-Дувал) представлена темно-серыми толсто-слоистыми, крепкими известняками, состоящими из шламово-микрогустковых разностей с примесью крупных органогенных обломков и обра-



Фиг. 2. Разрезы верхнего келловая и оксфорда Кугитангтау и Кетмень-Чапты

Условные знаки см. на фиг. 1

стающих их онколитовых наростов. В северном разрезе эта пачка начинается водорослевыми известняками, а выше залегают микро- и криптозернистые известняки с прослойками шламовых разностей. Верхняя пачка того же горизонта в разрезе Айры-Баба образована шламово-микросгустковыми, комковатыми криноидно-полидетритовыми известняками с широким развитием в верхней части стяжений кремней. В разрезе Танги-Дувал она складывается разнообразными типами известняков: доломитово-шламово-микросгустковыми известняками со стяжениями кремней, комковатыми, органогенно-обломочными, оолитовыми и доломитизированными известняками и доломитами, а также известняковыми песчаниками, образованными микро- и криптозернистыми кальцитом и окатанными органогенными обломками. Разрез Кетмень-Чапты характеризуется несколько более тонким составом осадка. Здесь вторая пачка состоит из комковатых известняков с примесью органогенных обломков и микро- и криптозернистых известняков с примесью шлама.

Толща оксфорда начинается горизонтом мелко- и листовато-слоистых микрозернистых известняков. В разрезе Айры-Баба этот горизонт состоит из темных, темно-серых, реже коричневатых, мелко- и листоватослоистых известняков с обилием стилолитов. Известняки сложены микро- и криптозернистым карбонатом кальция с примесью органогенных обломков с прослойкой кальцитизированных доломитов мощностью 0,5 м и водорослевого биогерма мощностью до 1,5 м, выклинивающегося по простиранию.

В разрезе Танги-Дувал горизонт начинается шламово-микросгустковыми и известняками, выше которых следуют комковатые и органогенно-обломочные известняки, переслаивающиеся со шламово-микросгустковыми, а затем оолитовые и комковатые известняки, переслаивающиеся с доломитами и доломитизированными известняками. Горизонт завершается крипто- и микрозернистыми известняками с примесью органогенных обломков.

По-иному сложен горизонт в разрезе Кетмень-Чапты; здесь он состоит из переслаивающихся шламовых, шламово-микросгустковых, оолитовых, водорослевых известняков и известняковых песчаников. Причем шламовые и шламово-микросгустковые известняки преобладают.

Горизонт волнистослоистых микрозернистых и мелкослоистых комковатых известняков делится на шесть пачек, содержащих два типа известняков, псевдоконгломеровый и мелкослоистый. Псевдоконгломеровые известняки развиты в первой, третьей и пятой пачках разрезов Айры-Баба и Танги-Дувал. Окраска их серая и темно-серая, текстура волнистослоистая, твердость высокая, излом раковистый. Их выветрелая поверхность напоминает конгломераты с комками почти одинакового размера на протяжении всего слоя. Встречаются мелкие и относительно крупные комки, размером 15×30. Крупными комками сложены первая и частично третья пачки. Мелкие комки имеют округлую овальную форму и развиты в основном в пятой пачке. Она состоит из крипто- и микрозернистого карбоната кальция с примесью (3—10%) шлама, мелкого детрита (криноидеи, пеллециподы, мшанки) и с редкими идиоморфными кристаллами кварца.

Мелкослоистые известняки слагают вторую, четвертую и шестую пачки; это темно-серые и серые мелкослоистые, местами пористые известняки с раковистым и неровным изломом со стилолитовыми швами. Кроме крипто- и микрозернистого кальцита, в известняках содержится 5—40% комковатого и шламово-микросгусткового материала с при-

месью детрита и частично кальцитизированных спикул губок. Местами попадаются округлые включения тонкозернистого кальцита. В разрезе Кетмень-Чапты вторая, четвертая и шестая пачки образованы шламово-микрогустковыми микрокомковатыми известняками, местами с примесью окатанного органогенного детрита. В первой и шестой пачках много стяжений кремня.

Горизонт массивнослоистых комковатых известняков делится на три пачки. Первую пачку в разрезе Айры-Баба и Танги-Дувал слагают доломитизированные известняки, серые и темно-серые массивные с кремнями, округлыми микро- и криптозернистыми комочками и органогенными обломками. В разрезе Кетмень-Чапты много кремней, меньше органогенных обломков и совсем отсутствует доломитизация.

Вторая пачка южных разрезов состоит из серого и темно-серого массивнослоистого пещеристого известняка, образованного крипто- и микрозернистыми кальцитовыми комочками и обломками пеллеципод, брахиопод, гастропод, мшанок, криноидей и фораминифер. Попадают также гидроидные полипы и синезеленые водоросли типа онколитов, а внизу пачки — оолитовые известняки. В разрезе Кетмень-Чапты развиты органогенные известняки и мелкозернистые известняковые песчаники, состоящие из крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков и окатанных органогенных обломков.

Третья пачка в разрезе Айры-Баба и Танги-Дувал представлена желтоватыми, коричневатыми, мелкозернистыми доломитами с редкими крупными кристаллами кальцита. В разрезе Кетмень-Чапты эта пачка сложена доломитизированными микро- и криптозернистыми известняками.

К верхнему горизонту относятся толстослоистые микрозернистые и комковатые известняки. Они делятся на четыре пачки.

Первая пачка в разрезе Айры-Баба и Танги-Дувал представлена темно-серыми толстослоистыми крепкими крипто- и микрозернистыми известняками с редкой примесью органогенного детрита и мельчайших сгустков. К северу они переходят в грубые сгустковые, строматолитовые и крипто- и мелкозернистые известняки.

Вторая пачка на юге слагается серыми, темно-серыми толстослоистыми крепкими, местами доломитизированными, комковатыми и оолитовыми известняками с редкими обломками раковин. На севере эта пачка слагается крипто- и микрозернистыми, сгустковыми, местами доломитизированными известняками.

Третья пачка в южных разрезах образована темно-серыми толстослоистыми крепкими крипто- и микрозернистыми известняками с редкими обломками раковин фораминифер и гастропод. На севере данная пачка представлена темно-серыми толстослоистыми, местами доломитизированными микро- и криптозернистыми известняками с редкими органогенными обломками.

Четвертая пачка образована постепенно сменяющимися снизу вверх микрогустковыми, комковатыми известняками с редкими мелкими раковинами фораминифер и обломками мшанок, оолито-пизолитовыми известняками, известняковыми брекчиями, строматолитовыми известняками и известняковыми гравелито-конгломератами. В разрезе Танги-Дувал четвертая пачка слагается микрогустковыми, комковатыми и слабо-доломитизированными крипто- и микрозернистыми известняками. В северном разрезе данная пачка образована крипто- и микрозернистыми известняками с примесью мелкого органогенного детрита (фораминифер) и комочков.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ

Изучение литологии позволило восстановить основные черты палеогеографии изучаемой территории, хотя в связи с расположением разрезов по одной линии затруднена возможность прослеживания фациальных зон на площади.

Трансгрессия, начавшаяся в келловейское время, охватила значительную часть эпигерцинской платформы юго-восточной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана и Таджикистана. В связи с этим на обширной площади платформы отлагались терригенные осадки, которые в середине келловейского времени сменились сначала терригенно-карбонатными, а затем в конце келловейя уже чисто карбонатными илами. Среди последних на площади антиклинали Кугитангау преобладали тонкозернистые шламово-микросугустковые илы.

Келловейские осадки представляют собой единый ряд, в котором снизу вверх наблюдается постепенное уменьшение обломочного и увеличение карбонатного материала.

Келловейскую историю этого бассейна можно подразделить на пять этапов, соответствующих пяти горизонтам яруса.

*Первый этап* отвечает времени образования горизонта известковистых глин (фиг. 3, горизонт I). Он ознаменовался, как уже указывалось, началом обширной трансгрессии, захватившей большую часть изучаемой территории. Осадки данного этапа одинаковы на изучаемой нами территории. В районе Кугитангау отлагались преимущественно глинистые, известково-глинистые, глинисто-алевритовые осадки с редкими прослоями органогенно-обломочных известняков. Те же осадки развиты и на севере (Кетмень-Чапты), но известняковые прослои здесь замещаются мелкозернистыми песчаниками, указывающими на северный источник сноса терригенного материала.

Характерно, что трансгрессия моря здесь не связана с образованием базального конгломерата; наоборот, почти всюду в основании трансгрессивной серии развиты глинисто-алевритовые осадки. Это, очевидно, связано с тем, что до начала келловейской трансгрессии здесь существовало батское море с часто меняющейся береговой линией, вследствие чего рельеф суши был уже выположен, и абразия берегов не играла существенной роли.

*Второй этап* отвечает времени отложения горизонта глинистого мергеля (см. фиг. 3, горизонт II) и в основном знаменуется нарастанием трансгрессии. В первые моменты повсеместно отлагались мелководные осадки. В районе Кугитангау они представлены водорослевыми известняками, к северу сменяющимися песчаным материалом. Продолжительность этого момента незначительна, и он быстро переходит в следующий, который характеризуется отложением песчано-алевритовых, глинистых и карбонатных осадков. Привнос терригенного материала сокращается, и в связи с этим все большую роль играют тонкие карбонатные илы. Терригенный материал, встречающийся в глинистых мергелях, хорошо отсортирован и слабо окатан; представлен он песчаными и песчано-алевритовыми разностями. Это указывает на близость источника сноса и постепенное перемещение береговой линии в глубь суши (с юга на север).

*Третий этап* — время отложения горизонта известковистого мергеля (см. фиг. 3, горизонт III), как и предыдущий, характеризуется дальнейшим углублением бассейна. И здесь это происходило после непродолжительного, но повсеместного обмеления моря, где на широкой площади, окаймляющей отмели моря, отлагались водорослевые (Кугитангау) и

Котловина  
Чалты

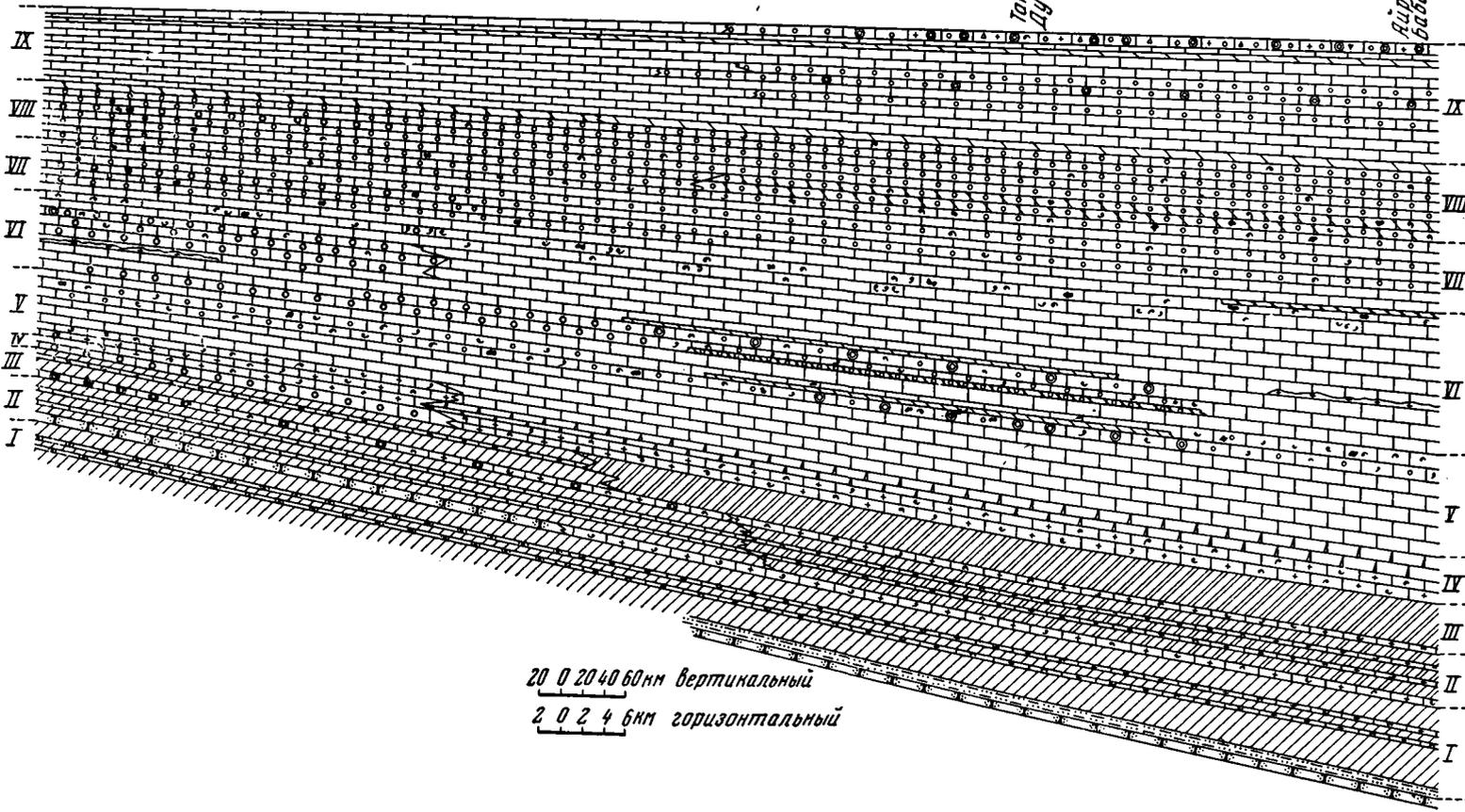
Танги-  
Дубал

Яды-  
Баба

IX  
VIII  
VII  
VI  
V  
IV  
III  
II  
I

Окфордский  
Нарбоннская толща  
Нелловейский  
Карбонно-варданская толща  
Лавр

20 0 20 40 60 мм вертикальный  
2 0 2 4 6 км горизонтальный



оолитовые (Кетмень-Чапты) известняки. Песчаный материал в это время не приносился. Остатки синезеленых водорослей свидетельствует о небольшой глубине. Многие колонии их имеют шарообразную форму, указывающую на постепенное перекачивание в процессе роста.

Дальнейшее углубление моря привело к расширению внутренней области, снова захватившей всю изучаемую территорию. Привнос терригенного материала еще больше сократился, и в результате широкое развитие приобретают карбонатные илы.

*Четвертый этап* — время отложения горизонта глинистого известняка — ознаменовался повсеместным обмелением бассейна. В районе Кугитангтау отлагались мощные пачки водорослевых известняков, в северном направлении замещавшиеся более грубыми прибрежными осадками (известняковыми песчаниками).

Во второй половине этого этапа произошло углубление некоторых участков бассейна. В районе Кугитангтау с этим связано увеличение привноса тонкозернистого материала, но менее значительное, чем в предыдущем этапе. В районе г. Кетмень-Чапты в это время отлагались водорослевые известняки.

*Пятый этап* — время отложения толстослоистого органогенного известняка — знаменуется отсутствием поступления терригенного материала. На обширной и относительно глубоководной области отлагался главным образом шламовый, шламово-микросгустковый материал и тонкий карбонатный ил, принесенный, по-видимому, из богато населенной периферической области бассейна. Возможно, некоторая часть осадков (крупные органогенные обломки, водорослевые клубочки) была местного происхождения.

В конце этапа произошло интенсивное обмеление бассейна, сопровождавшееся возникновением отмелей. В районе ущелья Танги-Дувал это выразилось в появлении пачки органогенно-обломочного, оолитового, комковатого известняка и известнякового песчаника.

Отложение келловейских пород происходило в морском бассейне на значительном расстоянии от берега. О меньшем влиянии суши и относительно небольшой глубине бассейна, по сравнению с бассейном батского века, указывает слабое развитие слоистости в глинах и мергелях, а также гранулометрический и вещественный состав осадков этой толщи. Однако в отдельные этапы отложение осадков происходило при слабой, но частой пульсации дна бассейна, о чем свидетельствует наличие прослоев, а местами мощных пачек (до 10 м и более) песчаника, органогенно-обломочных водорослевых известняков и известняковых песчаников.

Органический мир этого бассейна был довольно богат и разнообразен. Здесь жили аммониты, брахиоподы, пелециподы, морские ежи (мало), мелкие фораминиферы, крабы, мшанки, криноидеи, голотурии, гастроподы и водоросли. Эти организмы, особенно пелециподы и брахиоподы, в массовом количестве поселялись в мелководных участках моря с глинисто-карбонатным и, реже, песчаным дном. Иногда главным образом в относительно глубоководных тонкозернистых осадках, встречаются много совершенно неокатанных раковин с ясно выраженной и сохранившейся скульптурой, что указывает на их захоронение *in situ* в более глубоких и удаленных от берега частях келловейского моря, где уже не сказывалось влияние прибрежья и волнений. Мелководные известняки состоят из битой и окатанной ракушки брахиопод и пелеципод, остатков мшанок, гастропод и иного органического детрита, перемешанного в нижних горизонтах с алевроитом, песком, а в верхних — с комковатым материалом. В некоторых прослоях хорошо заметна косая слоистость.

стость. Все это свидетельствует о том, что рассматриваемые породы образовались в зоне активного воздействия прилива и представляют собой, по-видимому, отложения берегового вала.

Касаясь вопроса геохимического режима бассейна келловейского века, следует отметить, что обилие донных организмов и светлая окраска пород указывают на существование нормального кислородного режима придонных вод на протяжении всего келловейского века. Граница окислительно-восстановительной среды проходила глубоко в осадках. Мощные толщи известняков и обилие известковых водорослей показывают, что вода в бассейне была умеренно-теплой, как и во всем громадном океане Тетис, с которым келловейское море имело связь.

Оксфордское море явилось непосредственным приемником келловейского. В нем происходила сходная смена событий, хотя не было точного повторения одинаковых гидрологических условий, и каждый бассейн обладал своими специфическими чертами. В оксфорде было трехкратное углубление и обмеление моря, однако размеры и продолжительность их неодинаковы, что резко сказалось на осадках и фауне.

Оксфордскую историю можно подразделить на четыре этапа, соответствующих четырем горизонтам данного яруса.

*Первый этап* отвечает времени образования горизонта мелколистослоистых микрозернистых известняков и характеризуется углублением моря и установлением режима, характерного для внутреннего относительно глубоководного участка бассейна. Существенной частью всех осадков были карбонатные илы, вместе с которыми иногда отлагались тонкозернистые органогенные остатки и в незначительном количестве глинистые частицы. В начальные моменты этапа здесь существовали отдельные мели, на которых в массовом количестве поселялись пеллециподы, брахиоподы и другие организмы и обраставшие их синезеленые водоросли типа онколитов. Кроме того, в бассейне имели ограниченное распространение пеллециподы и другие организмы.

В самом конце этапа произошло незначительное обмеление моря, и на некоторых участках создались благоприятные условия для развития мшанок.

*Второй этап* соответствует времени отложения горизонта волнистослоистого микрозернистого и мелкослоистого комковатого известняка. Он связан с незначительным и постепенным обмелением бассейна, причем последнее характеризовалось неоднократным колебанием уровня моря и значительно резче сказывалось на северо-востоке, чем в районе Кугитангтау. В связи с этим в области Кетмень-Чапты все детали колебаний выявляются хуже.

В районе Кугитангтау время углубления соответствует первой, третьей и пятой пачкам, а обмеление — второй, четвертой и шестой. Таким образом, устанавливается трехкратное углубление и трехкратное обмеление. Терригенный материал теперь сюда не поступал и основным осадком является комковатый кальций в отличие от тончайших карбонатных илов, характерных для моментов углубления.

*Третий этап*, отвечающий времени отложения горизонта массивно-слоистых комковатых известняков, характеризуется преимущественно мелководным режимом. Временами происходило углубление моря, но менее значительное, чем в предшествующем этапе.

Начальные моменты этого этапа характеризовались широким развитием грубых карбонатных (первый момент) вместе с которыми иногда отлагались доломиты, однако отложение последних вскоре (второй момент) сменилось накоплением только грубых карбонатных осадков (второй момент).

Таким образом, рассматриваемая территория в это время располагалась в полосе внутреннего края мелководья, чрезвычайно богато и разнообразно населенной, она была покрыта большим количеством крупных коралловых колоний, между которыми селились многочисленные представители подводного, прикрепленного бентоса (фораминиферы, пеллециподы, гастроподы, мшанки, морские ежи, криноидеи, а также синезеленые водоросли). Разнообразные комочки вместе с почти неокатанными органогенными обломками составляли основную часть осадка данного бассейна. Коралловые постройки не разрушались волнением бассейна и захоронялись еще при жизни.

Конец этого этапа ознаменовался еще большим обмелением бассейна: в это время везде отлагался доломит, с чем, по-видимому, связано исчезновение ранее живших организмов.

*Четвертый этап*, отвечающий горизонту толстослоистых микрозернистых и комковатых известняков, характеризуется четырьмя моментами.

В первый момент происходило повсеместное углубление и отложение тончайших карбонатных илов. Органический мир бассейна был крайне бедным. Здесь селились только малочисленные мелкие фораминиферы и гастроподы. Такой умеренный характер фауны, очевидно, связан с накоплением тонких доломитовых илов в конце третьего этапа, а также с повышенной соленостью, глубоководностью и неблагоприятным грунтом.

Второй момент, соответствующий второй пачке указанного горизонта, ознаменовался обмелением бассейна и отложением комковатых, оолитовых образований, а местами доломитовых слоев. Из фауны здесь, как и в предыдущий момент, поселялись только фораминиферы и значительно реже гастроподы.

Третий момент соответствует третьей пачке рассматриваемого горизонта и характеризуется в основном углублением бассейна и отложением тонких карбонатных илов.

Четвертый момент, соответствующий концу данного этапа, ознаменовался последним в оксфордском веке интенсивным обмелением бассейна и образованием мелей и островов. С этим обмелением связано широкое развитие комковатых, оолито-пизолитовых известняков. Обращает на себя внимание присутствие мельчайших терригенных зерен кварца и почти полное отсутствие органических остатков, за исключением стромаголитов, широко развитых в конце данного этапа. С окончанием этого момента связано образование обломочного известняка, представленного гравелито-конгломератами.

Образование оксфордских пород происходило в морском бассейне на значительном расстоянии от берега, то мелководном, то относительно глубоком. В этот бассейн поступало ничтожное количество терригенного материала. Суша находилась очень далеко и, вероятно, ее рельеф был равнинный.

Органический мир этого бассейна довольно беден и в основном представлен брахиоподами, пеллециподами, аммонитами, фораминиферами и, редко, мшанками. Его бедность связана, по-видимому, с неблагоприятными донными илами и глубоководностью бассейна. Однако существовали отдельные подводные острова, на которых в массовом количестве поселялись пеллециподы, брахиоподы, мшанки и другие организмы и образовавшие их синезеленые водоросли.

Относительно большим разнообразием характеризуется третий этап, в котором, кроме перечисленных организмов, широкое развитие имели колониальные кораллы. В конце третьего этапа с отложением доломита и углублением дна бассейна в начале четвертого этапа связано исчезновение ранее живших организмов. Теперь здесь поселялись только мало-

численные мелкие фораминиферы и гастроподы, и только в конце оксфорда на некоторых возвышенностях и в прибрежных зонах в массовых количествах развивались строматолиты.

В конце оксфордского века море становится несколько солоноватым, с чем связано, по-видимому, исчезновение многих ранее живших организмов. На существование теплого климата указывает значительное развитие строматолитов, которые, по имеющимся в литературе данным, живут в солоноватых водах с температурой не ниже 20°.

Орогенные движения, имевшие место в конце оксфорда на рассматриваемой и прилегающей территории, образовали крупные отшнурованные бассейны, в которых в дальнейшем происходило накопление солей и гипса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абегов Е. М. Типы разрезов карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и зональность их распространения. Узб. геолог. журн., № 4, 1962.
- Вахрамеев А. В., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. Изв. АН СССР, 1936.
- Сотириади К. А., Нуртаев С. Н. О карбонатных формациях юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Каршинской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
- Томашев К. Литология карбонатных пород верхней юры Кугитанга. Изв. АН ТССР, сер. физ., техн., химич. и геолог. наук, № 1, 1963.
- Троицкий В. И. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время. Изв. АН Таджикской ССР. Отдел. геол.-химич. и технич. наук, № 1 (3), 1961.
- Троицкий В. И. Новые данные о вещественном составе и условия накопления верхнеюрской карбонатной формации на территории южного Узбекистана. Тр. Главгеологии Узб. ССР, ст. 2, 1962.

Институт геологии  
Министерства геологии СССР  
Ашхабад

Дата поступления  
3.VII.1964

УДК 552.2

## К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ

*Г. Н. БРОВКОВ, А. Е. МОГИЛЕВ*

В последнее время наблюдается заметная активизация усилий геологов в области систематики терригенных (особенно песчаных) осадочных пород. Предложены различные классификационные схемы, среди которых следует отметить варианты П. Крынина (Krynine, 1948), Э. Дэпплса, В. Крумбейна и Л. Слосса (Dapples, Krumbein, Sloss, 1953), Р. Фолка (Folk, 1954), Ван Андела (Van Andel T, 1958), Ф. Петтиджона (Pettijohn, 1957), Г. И. Ершовой и др. (1962), А. Г. Коссовской (1962), Н. М. Страхова (1962), Ф. Брайда (McBride, 1963). Краткий обзор и частичную оценку большинства упомянутых схем можно найти в статьях И. М. Варенцова (1957), А. Г. Коссовской (1962), Ф. Брайда (McBride, 1963), Г. Клейна (Klein, 1963), а также в статье В. Д. Шутова (1965).

Столкнувшись в процессе изучения среднепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи востока Саяно-Алтайской области с разнообразными по составу обломочными породами, мы не смогли в полной мере воспользоваться существующими классификациями. Выявились большой разницей в номенклатуре, отсутствие в классификационных схемах целого ряда пород, невозможность использования классификационных треугольников в качестве средства выработки объективного правильного наименования той или иной породы. Это побудило нас к критическому рассмотрению слабых мест предложенных классификаций и составлению более совершенного, на наш взгляд, варианта.

### КОММЕНТАРИИ К СУЩЕСТВУЮЩИМ КЛАССИФИКАЦИЯМ

Во всех классификациях, базирующихся на треугольнике состава, главные типы песчаных пород выделены в пределах одного треугольника, исходя из триад ведущих компонентов: кварц — полевые шпаты — обломки пород (Рухин, Крук, Коссовская и др.); кварц, кремни, метаморфические кварциты (Q) — полевые шпаты (F) — обломки пород, кроме метаморфических кварцитов, слюда (M) (Крынин); кварц и кремнистые породы — слюда, обломки метаморфических пород и метакварциты — полевой шпат и все обломки изверженных пород (Фолк); кварц — обломки пород, кремни — полевые шпаты (Ван Андел); кварц, метаморфические кварциты — полевые шпаты, обломки полевошпатовых кристаллических пород — слюда, обломки слюдистых метаморфических пород (Губерт, 1960; цитируется по Клейну, 1963). Ф. Петтиджон, К. Джильберт, а также Р. Дотт (Dott, 1964) в качестве дополнительного компонента привлекают связующую глинистую массу, что приводит к крайней схематизации номенклатуры, усугубляющейся различным подходом к внутренней разграфке треугольников или тетраэдров.

Показателен пример с аркозами, граувакками, субаркозами, субграувакками: их поля в классификационных треугольниках различны у разных авторов. Поля граувакк и аркозов часто распространяются на участки диаграмм с содержаниями кварца 50—75%, т. е. на поля кварцевых пород (Дэплс и др., Фолк, Ван Андел и др.), а аркозы захватывают и поля полевошпатовых песчаников. Субграувакки целиком помещаются то в кварцевое поле (Дэплс, и др., Фолк, Ван Андел), то в основание тетраэдра (Петтиджон); в последнем случае субграувакками именуется породы грауваккового состава с хемогенным цементом. Такой взгляд на субграувакки поддерживается Г. И. Теодоровичем (1958). Предложенные Ф. Петтиджоном соотношения между аркозами и граувакками вообще трудно объяснимы: достаточно в аркозе увеличиться содержанию тонкозернистого цемента («matrix») до 16—20%, как порода становится полевошпатовой грауваккой. В классификационных схемах, исключая варианты Р. Фолка и Ф. Брайда, не допускается, чтобы аркозы могли состоять преимущественно из обломков пород (например, гранитных) и что аркоз вообще может быть мономиктовой петрокластической породой.

Относящаяся к числу одной из наиболее совершенных, классификация А. Г. Коссовской лишена ряда отмеченных упущений, но положение аркозов и существование «пустого поля» дискуссионны. Особым достоинством данной систематики является попытка использовать вспомогательные треугольники состава. К сожалению, автором не было дано конкретных примеров приложения этих дополнительных показателей к решению вопросов систематики и номенклатуры.

Систематика Е. В. Дмитриевой и др. (1962) весьма ценна, как наиболее удачная попытка ввести компонентный принцип в классификацию песчано-алевритовых пород. Однако учет количественных соотношений конкретных типов минералов и пород внутри групп здесь практически отсутствует, что приводит к неопределенностям в номенклатуре пород.

Введение в систематику такого показателя, как состав цемента (Теодорович, 1958; Дотт, 1964, и др.) излишне, что уже отмечалось А. Г. Коссовской (1962).

### ПРЕДЛАГАЕМАЯ СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ

Разрабатывая новый вариант классификации терригенных пород по вещественному составу, мы исходили из следующих требований:

1) классификация должна быть единой для алевро-псаммитовых и псефитовых пород, так как алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты находятся в тесных парагенетических связях друг с другом в разрезах осадочных толщ и связаны непрерывными взаимными переходами;

2) унификация принципов систематики и номенклатуры пород должна быть максимальной, чтобы свести к минимуму возможность различного наименования однотипных пород; названия пород должны быть рациональными;

3) в классификации должны быть отражены основные источники обломочного материала;

4) классификация должна быть универсальной, применимой к отложениям различных регионов, возраста и состава, включая так называемые «уникумы».

Главными классификационными единицами предлагаемой схемы являются тип — класс — семейство — порода (см. таблицу). В основу клас-

сификации типов и классов положен видоизмененный вариант схемы Е. В. Дмитриева и др., (1962). Типы терригенных пород выделяются по степени однородности, классы — по количественному соотношению обломков минералов и пород. Естественно обособляются следующие типы и классы.

*Тип I.* Мономиктовые породы (содержание одного компонента  $>90\%$ ). Классы: минеральные, петрокластические.

*Тип II.* Олигомиктовые породы (суммарное содержание двух компонентов  $>90\%$ , каждого из них  $>10\%$ ; либо содержание одного компонента  $>80\%$ , если любого из остальных  $<10\%$ ). Классы: минеральные, минерально-петрокластические, петрокластические.

*Тип III.* Полимиктовые породы (не менее трех компонентов с содержанием  $>10\%$ ). Классы: минеральные, минерально-петрокластические, петрокластические.

Семейства объединяют терригенные породы, обладающие определенной общностью вещественного состава, обусловленной однотипным или близким первоисточником материала. В основу классификации терригенных пород по семействам положена систематика А. Г. Коссовской (1962), выделившей семейства кварцевых песчаников, аркозов и граувакк. Для создания единой системы, большей емкости и универсальности данного классификационного ряда представляется необходимым уточнить объемы и номенклатуру названных семейств и выделить еще два дополнительных семейства (лититы, миктиты). Всего выделяется пять семейств: кремниты (кварцелиты), аркозы, граувакки, лититы и миктиты.

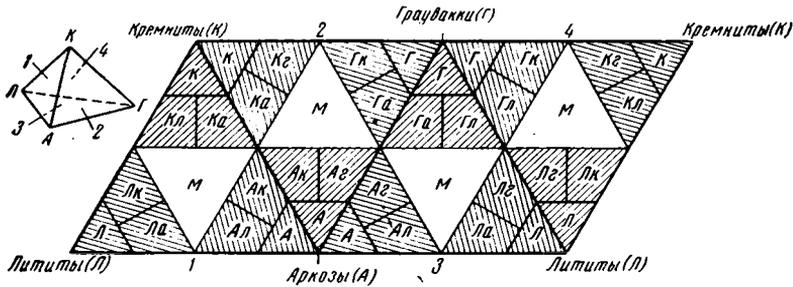
Семейство кремнитов (кварцелитов). Ведущие компоненты: кварц, кремнистые породы, кварциты, слагающие не менее  $50\%$  объема пород; состав прочих обломков может быть разнообразным. Главные источники: кварцсодержащие и обогащенные кварцем осадочные, метаморфические и изверженные породы, а также породы коры выветривания. Пример: кварцевый алевролит, полевошпат-кварцевый песчаник, кварц-кремневый гравелит и др.

Семейство аркозов. Ведущие компоненты: полевые шпаты, кварц, обломки гранитов, фельзитов, порфиоров, гнейсов, полевошпат-слюдяных сланцев, составляющие  $>50\%$  объема пород. Главные источники: гранитоиды, кислые разности эффузивов, кварц-полевошпат-слюдяные метаморфические породы. Примеры: гранитовый песок, кварц-полевошпатовый песчаник, полевошпат-порфиоровый песчаник, гранитовый гравелит и др.

Семейство граувакк. Ведущие компоненты: средние и основные плагиоклазы (в том числе альбитизированные), обломки мафических пород и минералов (диабазов, порфириров, габбро, базальтов, сланцев амфиболовых, хлоритовых, эпидот-хлоритовых, пироксенов и др.) составляющие  $>50\%$  объема пород. Главные источники: основные и средние изверженные породы, сланцы зеленокаменной стадии изменения. Примеры: плагиоклазовый алевролит, ильменитовый песок, плагиоклаз-порфиоровый песчаник, плагиоклаз-пироксеновый песчаник, порфиоровый конгломерат и др.

Семейство лититов. Ведущие компоненты: аргиллиты, известняки, алевролиты, гипсы, доломиты, филлитовидные сланцы, известковые журавчики, глауконит и др. ( $>50\%$ ). Главные источники: осадочные породы различных петрографических типов, в том числе слабо метаморфизованные (включая филлиты), а также продукты местных перемывов. Примеры: доломитовый (известняковый, гипсовый и т. д.) песчаник, глауконитовый песчаник, аргиллит-известняковый конгломерат и др.

Наряду с «чистыми» представителями семейств в природе не менее широко распространены породы, содержащие значительную примесь (25—50%) компонентов другого семейства. В таком случае получаем двойственное наименование семейственной принадлежности: аркоз кремнистый, граувакка аркозная и т. д., независимо от того, каким компонентом (обломки пород, минералы) представлена примесь. Типизация



Семейства	Подсемейства	Состав компонентов, %				Семейства	Подсемейства	Состав компонентов, %					
		Индексы	Кремнисто-вые	Аркозовые	Граувакка-вые			Литито-вые	Индексы	Кремнисто-вые	Аркозовые	Граувакка-вые	Литито-вые
Кремниты	Собственно кремниты	К	>75	<25	<25	<25	Граувакки	Собственно граувакки	Г	<25	<25	>75	<25
	Аркозовые	Ка	50-75	25-50	<25	<25		Кр	25-50	<25	50-75	<25	
	Грауваккавые	Кг	50-75	<25	25-50	<25		Гр	<25	25-50	50-75	<25	
	Лититовые	Кл	50-75	<25	<25	25-50		Лл	<25	<25	50-75	25-50	
	Миктитовые	Км	50-75	<25	<25	<25		Гм	<25	<25	50-75	<25	
Аркозы	Собственно аркозы	А	<25	>75	<25	<25	Лититы	Собственно лититы	Л	<25	<25	<25	>75
	Кремнистые	Ак	25-50	50-75	<25	<25		Кл	25-50	<25	50-75	50-75	
	Грауваккастые	Аг	<25	50-75	25-50	<25		Лг	<25	25-50	<25	50-75	
	Лититовые	Ал	<25	50-75	<25	25-50		Лл	<25	<25	25-50	50-75	
	Миктитовые	Ам	<25	50-75	<25	<25		Лм	<25	<25	<25	50-75	
								М	50	50	50	50	

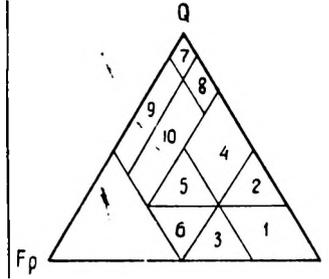
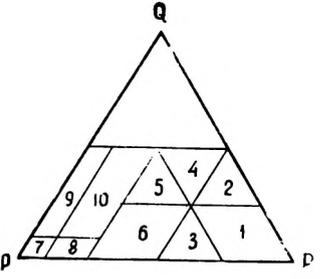
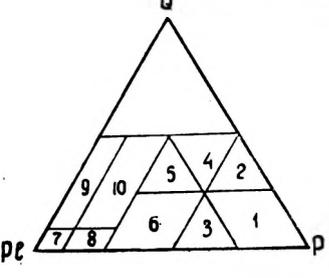
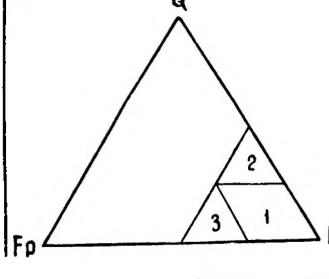
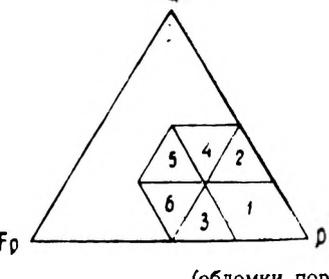
Фиг. 1. Типизация семейств терригенных пород смешанного состава (развернутый тетраэдр)

наименований для смешанных пород дается на фиг. 1. Породы, слагающиеся компонентами трех или более семейств без явного преобладания одного из них (содержание компонентов любого семейства  $< 50\%$ ), относятся к самостоятельному семейству миктитов. Состав миктитов разнообразен: кварц, кремни, полевые шпаты, граниты, порфиры, порфириты, сланцы, диабазы, кварциты, известняки, аргиллиты и т. д. Соответственно разнообразны и главные источники — осадочные метаморфические и изверженные породы различного состава. Примеры: аргиллит-кварц-порфировый конгломерат, кварц-кремне-порфино-порфировый гравелит и др.

Наименование пород внутри каждого семейства производится по единой схеме с помощью классификационных треугольников с универсальной разграфкой. Каждая вершина треугольника отвечает соответственно 100% полевым шпатам, кварца и обломков пород данного семейства (см. таблицу).

Вводится единый принцип наименования пород: заглавным именем семейства называются терригенные породы, состоящие более чем на 50% из обломков пород (типичных для данного семейства). Например: аркоз — порода, состоящая из менее, чем на 50% из обломков гранитов;

**Схема классификации терригенных пород по вещественному составу обломков**  
Составили Г. Н. Бровков, А. Е. Могилев

Т и п ы		К л а с с ы			Мономиктовые (содержание одного компо- нента не менее 90%)		Олигомиктовые (а) содержание двух компонентов не <90%; б) содержание одного компонента >80%)			Полимиктовые (не менее трех компо- нентов с содержанием >10%)		
С е м е й с т в а	Номенклатурные треугольники	Q	Fp	P	минеральные (обломков минералов >90%)	петрокластические (обломков пород >90%)	минеральные (обломков минералов >90%)	минерально-петрокластиче- ские (обломков пород 90—10%; обломков мине- ралов 10—90%)	петрокластические (обломков пород >90%)	минеральные (обломков минералов >90%)	минерально-петрокластиче- ские (обломков пород 90—10%; обломков мине- ралов 10—90%)	петрокластические (обломков пород >90%)
<b>I — Кремниты</b> (кварц + обломки кварцитов и кремней > 50%) Главные источники: кварцсодержащие и обогащенные кварцем породы; коры выветривания	 <p align="center">(обломки пород)</p>	1 — кремниты . . . . .	< 25	< 25	> 50	7	1		1	1	1	
		2 — кварцевые кремниты . . . . .	25—50	< 25	> 50							
		3 — полевошпатовые кремниты . . . . .	< 25	25—50	> 50							
		4 — кварцевые субкремниты . . . . .	25—75	< 25	25—50							
		5 — субкремниты . . . . .	25—50	25—50	25—50							
		6 — полевошпатовые субкремниты . . . . .	< 25	25—50	25—50							
		7 — кварцевые (породы) . . . . .	> 80	< 10	< 10							
		8 — кремнит-кварцевые . . . . .	65—90	< 10	10—25							
		9 — полевошпат-кварцевые . . . . .	40—90	10—50	< 10							
		10 — кремнит-полевошпат-кварцевые . . . . .	25—80	10—50	10—25							
		<b>II — Аркозы</b> (полевые шпаты + кварц + обломки гранитов, фельзитов, порфиров, гнейсов, полевошпат-сланцев и т. п. > 50%) Главные источники: гранитоиды, кислые разности эффузивов, кварц-полевошпат-сланцевые метаморфические породы	 <p align="center">(обломки пород, слюды)</p>	1 — аркозы . . . . .	< 25							< 25
2 — кварцевые аркозы . . . . .	25—50			< 25	> 50							
3 — полевошпатовые аркозы . . . . .	< 25			25—50	> 50							
4 — кварцевые субаркозы . . . . .	25—50			< 25	25—50							
5 — субаркозы . . . . .	25—50			25—50	25—50							
6 — полевошпатовые субаркозы . . . . .	< 25			25—75	25—50							
7 — полевошпатовые (породы) . . . . .	< 10			> 80	< 10							
8 — аркозо-полевошпатовые . . . . .	< 10			65—90	10—25							
9 — кварц-полевошпатовые . . . . .	10—50			40—90	< 10							
10 — аркозо-кварц-полевошпатовые . . . . .	10—50			25—80	10—25							
<b>III — Граувакки</b> (средние и основные, в том числе албитизированные плагиоклазы + обломки мафических пород и минералов > 50%) Главные источники: основные и средние изверженные породы, сланцы зеленокаменной стадии изменения	 <p align="center">(обломки пород и мафических минералов)</p>			1 — граувакки . . . . .	< 25	< 25	> 50	7	1		1	1
		2 — кварцевые граувакки . . . . .	25—50	< 25	> 50							
		3 — плагиоклазовые граувакки . . . . .	< 25	25—50	> 50							
		4 — кварцевые субграувакки . . . . .	25—50	< 25	25—50							
		5 — субграувакки . . . . .	25—50	25—50	25—50							
		6 — плагиоклазовые субграувакки . . . . .	< 25	25—50	25—50							
		7 — плагиоклазовые (породы) . . . . .	< 10	> 80	< 10							
		8 — граувакко-плагиоклазовые . . . . .	< 10	65—90	10—25							
		9 — кварц-плагиоклазовые . . . . .	10—50	40—90	< 10							
		10 — граувакко-кварц-плагиоклазовые . . . . .	10—50	25—80	10—25							
		<b>IV — Лититы</b> (карбонатные породы + аргиллиты + филлиты + глаукониты + фосфаты кальция и т. п. > 50%) Главные источники: осадочные породы различных петрографических типов, в том числе продукты местных перемылов; слабо метаморфизованные осадочные породы	 <p align="center">(обломки пород и минералов осадочного происхождения)</p>	1 — лититы . . . . .	< 25	< 25	> 50					
2 — кварцевые лититы . . . . .	25—50			< 25	> 50							
3 — полевошпатовые лититы . . . . .	< 25			25—50	> 50							
<b>V — Миктиты</b> (из компонентов трех-четырех семейств с содержанием каждого семейства < 50%) Главные источники: осадочные, метаморфические и изверженные породы различного состава	 <p align="center">(обломки пород)</p>	1 — миктиты . . . . .	< 25	< 25	> 50						1	1
		2 — кварцевые миктиты . . . . .	25—50	< 25	> 50							
		3 — полевошпатовые миктиты . . . . .	< 25	25—50	> 50							
		4 — кварцевые субмиктиты . . . . .	25—50	< 25	25—50							
		5 — субмиктиты . . . . .	25—50	25—50	25—50							
		6 — полевошпатовые субмиктиты . . . . .	< 25	25—50	25—50							

Примечания: 1) в случаях примеси пирокластического материала в количестве 10—50% породы называются туффовыми; 2) туфогенными называются аркозы и граувакки, образовавшиеся местным перерождением туфовых накоплений.

граувакка — порода, содержащая более 50% обломков порфиритов; литит (аргиллитовый, известняковый и т. д.) состоит более чем на 50% из обломков осадочных пород и т. п. Породы того или иного семейства, содержащие 25—50% обломков типовых пород, получают то же заглавное название семейства, но с приставкой суб: субкремниты, субаркозы, субграувакки. Названия «аркоз», «граувакка», «субаркоз», «субграувакка» сохраняются за породами и в том случае, когда обломки пород в них принадлежат не только представителям данного семейства, но частично и посторонним. Специфика состава будет подчеркнута дополнительными наименованиями: аркоз граувакковый, субаркоз лититовый и т. п. Возможны случаи, когда преобладающая минеральная часть песчаника представлена минералом (или минералами) одного семейства, а обломки пород — представителями другого семейства; например, песчаник кварцевый (70%) с обломками известняков (30%). Классификационное положение такой породы определяется как субкремнит (количество обломков пород в пределах 25—50%) лититовый, а конкретное наименование породы обычное рациональное; известняково-кварцевый песчаник.

При содержании соответствующих обломков пород 10—25% имеем кремнисто-минеральные (кварцит-кварцевый гравелит), аркозо-минеральные (порфиристо-кварц-полевошпатовый песчаник), граувакко-минеральные (порфирит-плаггиоклазовый песчаник) породы. Если обломков пород менее 10%, песчаники именуется минеральными. Таким образом, применяются следующие градации общих терминов внутри отдельных семейств:

Содержание обломков пород			
> 50%	50—25%	25—10%	< 10%
Кремниты	Субкремниты	Кремнисто-минеральные	Минеральные
Аркозы	Субаркозы	Аркозо-минеральные	То же
Граувакки	Субграувакки	Граувакко-минеральные	» »
Лититы	Сублититы	Литито-минеральные*	» »
Миктиты	Субмиктиты	Микрито-минеральные*	» »

Применение предлагаемой схемы номенклатуры пород к конкретным семействам хорошо видно на классификационных треугольниках и пояснений не требует.

В классификационных треугольниках особое место займут такие редко встречающиеся минеральные песчаники, как слюдяные (микалиты по Копелиовичу), пироксеновые, амфиболовые, гранатовые, магнетитовые и т. п. При небольших количествах эти минералы подсчитываются вместе с обломками пород (Р), определяя степень «аркозовости» (слюды) или «граувакковости» (пироксен, амфибол и др.) породы. В случае же породообразующего значения слагаемые ими породы следует относить не к аркозам или грауваккам (поскольку эти породы в основе петрокластические), а к минеральным слюдяным, пироксеновым, амфиболовым и т. д. песчаникам соответствующего семейства. В номенклатурных треугольниках такие породы специально не рассматриваются.

Следует обратить особое внимание на отличие от укоренившегося употребления нами термина «аркоз». Исторически сложилось так, что объемы терминов «аркоз» и «граувакка» оказались неравнозначными. Аркозами именуется почти исключительно породы кварц-полевошпатового

\* Принадлежат часто семействам кремнитов, аркозов или граувакк в зависимости от состава ведущих минералов.

и существенно полевошпатового состава, граувакками — разности, богатые обломками различных пород, относя чаще всего существенно плагиоклазовые и эффузивно-плагиоклазовые песчаники грауваккового семейства к аркозам. Аркозовые породы, по сути дела, оказались без своих существенно петрокластических эквивалентов, хотя некоторые исследователи и прибегают к терминам «аркозовый конгломерат».

Для того, чтобы различать аркозы, образованные за счет разрушения гранитов или эффузивов, можно говорить о гранитовых аркозах, эффузивовых аркозах и т. п. Аналогично можно поступать и с граувакками, что в свое время рекомендовал Л. Б. Рухин (1961). Принятый принцип, по-видимому, удовлетворительно решает вопросы номенклатуры аркозовых и граувакковых пород.

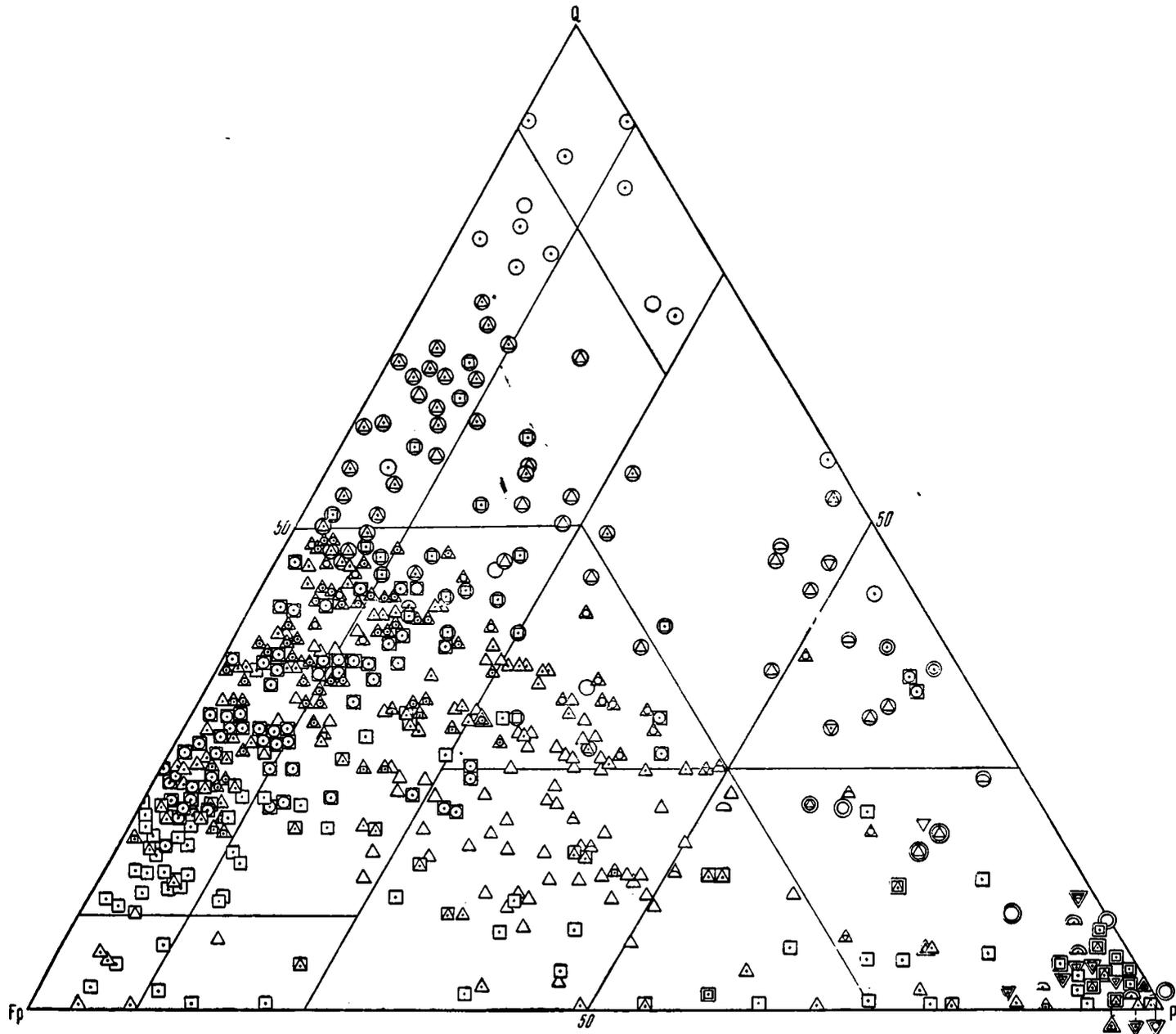
Рекомендуемая схема систематики терригенных пород отчетливо показывает, что аркозы и граувакки могут быть мономиктовыми (петрокластическими), олиго- и полимиктовыми породами (минерально-петрокластическими), а полевошпатовые породы могут принадлежать к аркозовому и граувакковому семействам. Пустые поля на сводной треугольной диаграмме состава терригенных пород практически отсутствуют. Это хорошо подтверждают материалы по среднему палеозою Минусинского и Тувинского прогибов, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, сочетание классификационных рядов полимиктовости (типы, классы) с классификационными рядами вещественного состава (семейства, виды — породы) позволило создать более или менее исчерпывающую и разностороннюю схему классификации терригенных пород по составу обломков.

Особенностью вулканогенно-осадочных толщ является присутствие значительных масс пирокластического материала в качестве примеси к терригенным осадкам, или в близко переотложенном состоянии. Эти показатели в общей классификационной схеме не обособляются. Любая терригенная порода, содержащая примесь пирокластического материала в количестве 10—50%, получает дополнительное наименование «туффитовой»: туффитовый кварц-полевошпатовый алевролит, туффитовый плагиоклаз-порфириновый граувакковый песчаник и т. д. Минерально-петрокластические и петрокластические аркозовые и граувакковые породы, сформировавшиеся в результате местного переотложения пирокластических накоплений (литокластических и витро-кристалло-литокластических, отчасти пепловых туфов), называются «туфогенными»: туфогенный порфириновый гравелит, туфогенный порфиро-полевошпатовый субаркозовый песчаник и т. д.

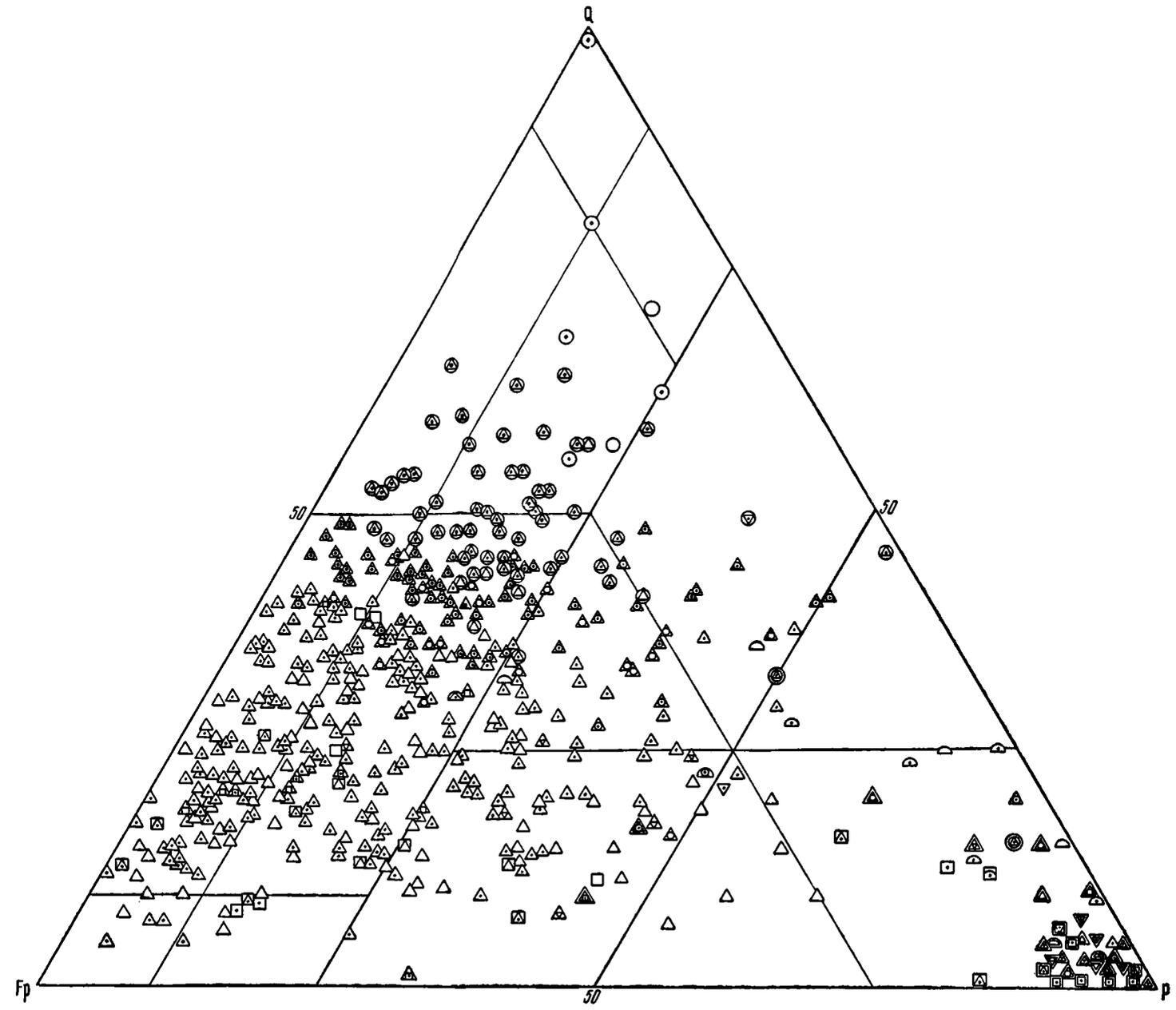
В предлагаемой схеме классификации не делается попытка систематизации пород по степени их минералогической и структурной зрелости в понимании американских авторов (Петтиджон, Клейн). Это в значительной степени самостоятельные показатели, требующие особых методических приемов оценки и не имеющие непосредственного отношения к самой классификации по вещественному составу. Правильная всесторонняя оценка степени и природы минералогической зрелости отложений возможна только на базе анализа породных парагенезов. Структурная зрелость контролируется в большей степени фациальными условиями накопления отложений, отчасти также диагенетическими и эпигенетическими процессами. Рассматриваемая классификационная схема является основой, на которой лишь в комплексе с другими показателями возможен анализ степени зрелости терригенных компонентов.

Предлагаемая схема классификации сводит к минимуму возможность произвольных трудно сопоставимых наименований пород и поэтому делает более надежным и реальным сравнение петрографических особен-



Фиг. 2. Диаграмма состава обломочных пород девона и нижнего карбона Минусинского прогиба

Точки состава отражают одновременно принадлежность пород к семейству, гранулометрическому типу и возрасту. Q — кварц, F — полевые шпаты, P — обломки пород. Семейственная принадлежность и гранулометрический тип пород: семейства песчаников и алевролитов (а), конгломератов и гравелитов (б): 1 — кремниты, 2 — аркозы, 3 — граувакки, 4 — лититы, 5 — миктиты. Для пород смешанного состава применяется совмещение соответствующих обозначений. Внешний контур комбинированного знака соответствует определяющему семейству, внутренний знак — примеси, например: 6 — кремниты аркозовые, 7 — аркозы граувакковые, 8 — граувакки лититовые и т. п. Возраст пород: 9а, 10а — девонский, 9б, 10б — нижнекаменноугольный



Фиг. 3. Диаграмма состава обломочных пород девона и нижнего карбона Тувинского прогиба.

Условные обозначения см. на фиг. 2

ностей осадочных толщ любых районов. Она становится важным средством сравнительных формационных исследований и позволяет глубже осмыслить закономерности формирования вещественного состава терригенных толщ.

#### **ПОЛОЖЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОКА СЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ В ПРЕДЛАГАЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИИ**

Обобщение материалов по наиболее общим минералого-петрографическим особенностям отложений региона наиболее удобно осуществлять с помощью единого классификационного треугольника с триадой компонентов кварц — полевые шпаты — обломки пород (плюс некоторые минералы: слюды, пироксены). Внутренняя разграфка такого треугольника соответствует разграфке частных треугольников семейств. Принадлежность конкретных образцов терригенных пород к тому или иному семейству и их возраст отображаются определенными условными знаками, сущность которых ясна из фиг. 2 и 3, на которых показаны точки состава терригенных пород девона и нижнего карбона Тувинского и Минусинского прогибов.

Треугольные диаграммы состава наглядно подчеркивают специфические особенности среднепалеозойских терригенных отложений, сформировавшихся на орогенном этапе развития межгорных прогибов. В отличие от многих других регионов, и особенно от платформенных областей, рассматриваемым отложениям свойственна довольно низкая минералогическая зрелость. Породы семейства кремнитов с содержанием кварца  $>50\%$  составляют лишь 7—8,5% числа изученных песчаников и крупнозернистых алевролитов, причем в большинстве случаев это аркозовые разновидности. Мономинеральные и олигомиктовые кварцевые песчаники крайне редки. Главная масса песчаников и алевролитов сконцентрирована в секторах олигомиктовых кварц-полевошпатовых минеральных и полимиктовых петрокластически-кварц-полевошпатовых пород аркозового и грауваккового семейств; состав многих пород имеет смешанную природу. Вторая, значительно меньшая часть (17,5—20%) песчаников и алевролитов представлена субаркозовыми, субграувакковыми, реже субкремнитовыми и «гибридными» разновидностями. Аркозы, граувакки, кремниты, лититы и миктиты составляют 3—7,5% всего количества песчаников. Конгломераты и гравелиты отличаются разнообразным составом, от мономиктовых порфиритовых грауваккового семейства до пестрых полимиктовых семейства миктитов; мономиктовые эффузивные разности типичны для вулканогенных толщ, лититовые — для терригенно-карбонатных осадочных. Характерно значительное распространение бедных кварцем плагиоклаз-эффузивных песчаников аркозового и грауваккового семейств, расположенных полосой вдоль основания треугольной диаграммы (Минусинский прогиб), а также плагиоклазовых песчаников; менее часты плагиоклаз-пироксеновые и шлаковые алевролиты и песчаники. Эти породы типичны для осадочно-вулканогенных толщ нижнего — среднего девона и местами представлены туфогенными разновидностями.

Сравнение фиг. 2 и 3 позволяет отметить также существенные различия в петрографических особенностях пород девона и нижнего карбона Тувинского и Минусинского прогибов. Более детальное стратиграфическое подразделение дает возможность выявить специфику состава терригенных пород отделов и свит. Аналогичные диаграммы могут составляться для структурно-фациальных зон, формаций, горизонтов со специализацией по схеме «дочерних треугольников», рекомендованных А. Г. Коссовской (1962).

\* \* \*

Предлагаемая схема классификации терригенных пород по вещественному составу обломков учитывает предшествующие классификации и опирается на их сильные стороны. Она позволяет вести четкую и последовательную систему номенклатуры пород, ограничить возможность произвольных и неопределенных решений, благодаря чему значительно облегчается и станет более достоверным сравнение петрографических особенностей осадочных толщ различных регионов, сравнительный формационный анализ и реконструкция формирования вещественного состава терригенных толщ.

Возможные неоднозначные или неудачные решения нами некоторых вопросов номенклатуры пород или систематики могут быть улучшены или устранены в дальнейшем общими усилиями.

## ЛИТЕРАТУРА

- Варенцов И. М. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1957.
- Дмитриева Е. В., Ершова Г. И., Орешникова Е. И. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. I. Госгеолтехиздат, 1962.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Рухин Л. Б. К вопросу о классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород. Вестн. ЛГУ, № 24, 1956.
- Рухин Л. Б. Основы литологии, изд. II. Госоптехиздат, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд. АН СССР, 1960.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Госоптехиздат, 1958.
- Шутов В. Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород (по работам американских и русских литологов за последние 20 лет). Литология и полезные ископаемые, № 1, 1965.
- Van Andel T. H. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene Sandstones of western Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 42, 1958.
- Mc Bride Earle F. A classification of common sandstones. J. Sedim. Petrology, v. 33, No. 3, 1963.
- Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L. Petrographic and lithologic association. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 32, 1948.
- Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L. Petrographic and lithological attributes of sandstones. J. Geol., v. 61, 1953.
- Dott R. H. Wacke, Grauwacke and matrix- what approach to immature sandstone classification? J. Sedim. Petrology, v. 34, No. 3, 1964.
- Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rock nomenclature. J. Geol., v. 62, 1954.
- Klein G. de V. Analysis Review of sandstone Classifications in the North American Geological Literature, 1940—1960. Bull. Geol. Soc. America, v. 74, No. 5, 1963.
- Krynine P. D. The megascopic study and field classification of Sedimentary rocks. J. Geol., v. 56, 1948.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks (2d ed), New York, Harper and Broc, 1957.

Красноярское отделение СНИИГГИМС

Дата поступления  
12.IV.1965

## **КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 551.736.1(477.5)

### **УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ УКРАИНЫ**

**О. В. ЗАРИЦКАЯ**

Красноцветный терригенный комплекс нижнепермских отложений (картамышская свита) в пределах северо-западных окраин Донбасса и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины является промышленно-нефтегазоносным на ряде структур этой площади (Шебелинское, Спиваковское, Качановское и др. месторождения).

Новый фактический материал, полученный в результате глубокого бурения, позволяет проследить литолого-фациальные изменения отложений картамышской свиты на большей части газонефтеносного бассейна, что весьма важно для выяснения распространения песчано-алевритовых пород, как возможных коллекторов нефти и газа.

Материалом изучения послужил керн, взятый из глубоких скважин на Качановской, Бельской, Колонтаевской, Коломской, Шебелинской, Балаклейской, Червоно-Донецкой, Спиваковской, Славянской, Дробышево-Торской, Артемовской разведочных площадей, а также отложения нижней перми, выходящие на поверхность в пределах открытого Донбасса.

Картамышская свита представлена переслаивающимися преимущественно красноцветными песчаниками, алевrolитами и глинами с резко подчиненным количеством маломощных слоев доломита и ангидрита (Зарицкая, 1963). Мощность отложений свиты закономерно уменьшается с юго-востока на северо-запад (1000 м в районе Артемовска, 450 м на Шебелинке и 140 м в районе г. Бельска).

Условия, в которых отлагались осадки картамышской свиты, освещаются в литературе по-разному, Е. С. Шалыт (1939), Н. Н. Яковлев (1944), Л. Ф. Лунгерсгаузен (1941) считали их континентальными образованиями. По мнению К. Н. Савич-Заблоцкого, И. Ю. Лапкина (1948), а также и О. Ф. Рябых (1957), красноцветные отложения картамышской свиты накапливались в мелководных морских бассейнах, имевших ограниченную связь с открытым морем. Ф. Е. Лапчик (1958) считает, что они образовались в опреснявшемся водоеме лагунного типа. Обилие карбонатных слоев, нередко содержащих разнообразную фауну, не оставляет сомнения в том, что в картамышской свите значительное место принадлежит аквальному отложениям.

При изучении условий осадкообразования в основу был положен метод выявления литогенетических признаков пород (Атлас литогенет. типов, 1956), дополненный микроскопическо-химическим анализом, без которого невозможна расшифровка условий образования красноцветных терригенных и терригенно-аутигенных пород нижней перми.

Автором были выделены континентальные, морские и лагунные образования. Сравнительная характеристика фаций приведена в таблице.

Континентальные отложения занимают очень незначительный объем в составе картамышской свиты и приурочены к краевым частям Приднепровского грабена.

Отложения фаций сухих равнин распространены в северо-западной части площади, в пределах Качановского месторождения, расположенного в непосредственной близости к Воронежскому кристаллическому массиву. Влияние близко расположенной суши сказалось на характере обломочных пород, в составе которых резко возрастает количество слюд и полевых шпатов, среди последних появляется ортоклаз и микроклин, отсутствующие в составе обломочных пород на остальной территории. Отложения фаций временных пересыхающих озер и такыров занимают незначительное место в разрезе картамышской свиты и распространены преимущественно в северо-западной части Приднепровского грабена, тяготеющей к зоне центрального прогиба. Осадки этой фации отлагались в мелководных пересыхающих озерах, расположенных вблизи

низменного побережья картамышской лагуны, имеющей довольно высокую концентрацию солей.

Фации сухих равнин и временных пересыхающих озер окаймляли периферическую часть картамышского бассейна с запада и северо-запада и периодически при поднятии дна мигрировали вслед за отступающим бассейном, распространяясь на обширные площади современного развития красноцветных отложений.

Лагунные отложения составляют 90—95% разреза картамышской свиты и распространены на всей исследуемой площади. В их состав входит несколько фаций: 1) фация песчаных выносов рек, которая выделяется как естественное площадное продолжение аллювиально-дельтовых отложений в лагуну. Она представлена гравелитами и разнозернистыми песчаниками с глинистым и глинисто-карбонатным цементом и характерной крупной косой слоистостью. Эти отложения встречаются лишь на крайнем юго-востоке, в пределах Кальмиус-Торецкой котловины; 2) фация песчаных осадков пересыпей, кос и баров, представленная преимущественно песчаниками и подчиненным количеством алевролитов, часто содержащих различные включения и характеризующаяся косой клиновидной слоистостью. Отложения этой фации широко распространены в юго-восточной и центральной частях исследуемой площади и почти не встречаются на крайнем северо-западе; 3) фация песчано-алевролитовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного мелководья, имеющая широкое распространение и представленная мелко- и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными слоями алевролитовых глин. Слоистость разнообразная — косоволнистая, линзовидная с текстурами взмучивания и мелкими подводными оползаниями. Для пород характерны участки, обогащенные рудными и аксессуарными минералами; 4) фация глинисто-алевролитовых осадков лагун и заливов, сложенная глинами и алевролитами с горизонтальной и пологоволнистой слоистостью. Отложения данной фации широко развиты на всей площади и в разрезе часто чередуются с осадками других лагунных фаций.

Таким образом, к северу и северо-западу отложения фаций песчаных выносов рек сменяются более тонкозернистыми образованиями фации песчаных осадков пересыпей, кос, баров и песчано-алевролитовыми осадками заливно-лагунного мелководья. Последние вместе с фацией глинисто-алевролитовых осадков лагун и заливов составляют основную часть разреза, распространяясь на обширной территории Восточно-Украинского и нефтегазоносного бассейна.

Представители фации сульфатно-карбонатных осадков осолоненной лагуны — доломиты и ангидриты — составляют единицы процента от общей мощности отложений картамышской свиты и присутствуют почти во всех изученных разрезах за исключением Кальмиус-Торецкой котловины. Максимальное развитие доломиты и ангидриты имеют в верхней части исследуемой толщи.

Морские отложения, составляя небольшую часть разреза картамышской свиты, распространены в северо-восточной части бассейна и связаны с временными морскими трансгрессиями, проникающими в область лагун и заливов. Это глинисто-карбонатные осадки мелкого моря с фауной брахиопод, иглокожих, члениками криноидей и определенным комплексом фораминифер (Киреева, 1958). К западу морские известковые отложения сменяются лагунными фациями.

В результате изучения закономерно изменяющихся на площади и в разрезе отложений картамышской свиты были построены схематические карты распространения фаций на территории Восточной Украины в раннекартамышское (фиг. 1) и позднекартамышское время (фиг. 2). На картах показано площадное размещение фаций, границы их распространения, переход одной фации в другую, появление новой фации.

Значительные колебания рН и концентрации солей, а также неустойчивый окислительно-восстановительный потенциал среды седиментации создали своеобразные фациальные условия, в которых отлагались осадки, похожие по гранулометрической характеристике и структурно-текстурным признакам на отложения гумидных зон. Однако они имеют существенные отличия по составу аутигенных минералов цемента и стяжений, а также отличаются по окраске и комплексу аутигенных рудных минералов (Зарицкая, 1961, 1963).

Для опресненных заливов (Кальмиус-Торецкая и Бахмутская котловины) характерно присутствие глинистого, редко карбонатного цемента, состоящего в основном из кальцита, для осолоненной лагуны (Шебелинка и сопредельные структуры) — сульфатного и сульфатно-карбонатного (ангидрито-доломитового) цемента в составе пород (Зарицкая и др., 1963).

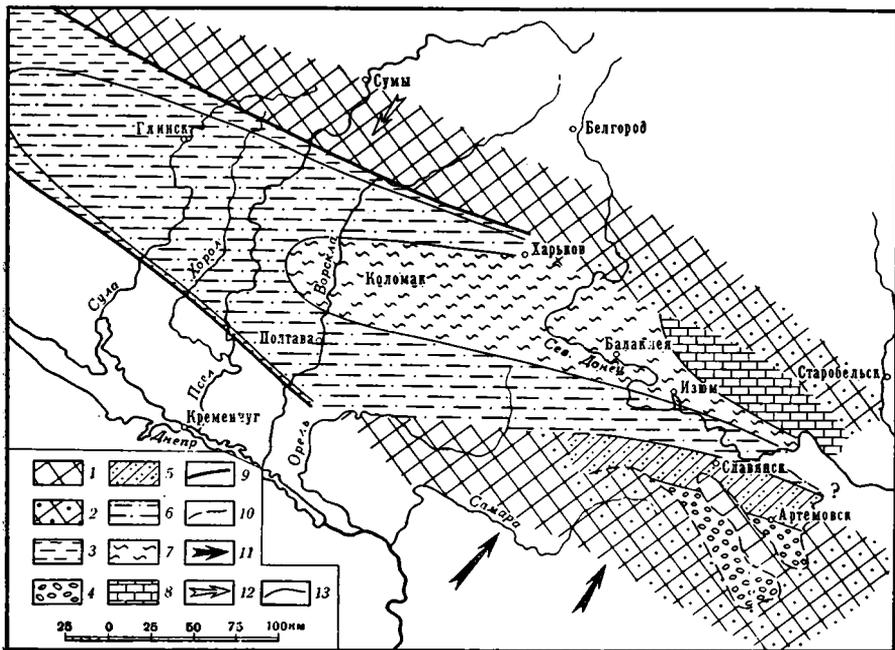
Аналогично изменяется и состав аутигенных минералов конкреций. В то время, как в составе опресненных отложений конкреции встречаются редко и состоят в основном из кальцита или стяжений пирита, то для пород, отлагавшихся в осолоненном бассейне, характерны обильные мелкие стяжения доломитового, ангидритового или ангидрито-доломитового состава.

Терригенные отложения различных фаций имеют различную окраску — от бурой, красно-бурой до серой и зеленовато-серой. Породы, образовавшиеся в опресненном речными водами бассейне, содержат, по сравнению с отложениями осолоненных бассейнов, большее количество растительных остатков, способствующих переводу окис-

Сравнительная характеристика фаций картамышской свиты Восточной Украины

Группа фаций		Континентальные фации (К)			Переходные, лагунные фации (Л)				Морские фации (М)		
Фация		Фация сухих равнин (дельта-альные шлейфы, временные потоки) (КД)	Фация временных пересыхающих озер и тапиров (КТ)	Фация песчаных выносов рек (подводная часть дельты) (ЛР)	Фация песчаных осадков пересыпей, кос, баров (ЛП)	Фация песчано-алевроитовых осадков волновой ряби заливно-лагунного мелководья (ЛВ)	Фация алевроито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛГ)		Фация сульфатно-карбонатных осадков осолощенной лагуны (ЛС)	Фация глинисто-карбонатных осадков в мелкого моря (М)	
Обстановка осадконакопления	pH	—		Щелочная	Нейтральная — кислая	Нейтральная — щелочная		Щелочная	Резкощелочная	Нейтральная — щелочная	
	Eh	Резко окислительная			Окислительная		Восстановительная				
	Соленость	—		Пониженная	Колеблущаяся, непостоянная		Пониженная	Повышенная	Резкоповышенная	Нормальная	
	Динамика среды	Очень подвижная (потоки)	Спокойная	Подвижная (течение рек и бассейновые течения)	Очень подвижная (волнения, бассейновые течения)		Спокойная				
	Породы	Песчаники, алевролиты, глины	Алевролиты, глины	Гравелиты, песчаники разнозернистые	Средне-, мелко- и тонкозернистые песчаники крупные, песчаные алевролиты	Песчаники тонкозернистые, алевролиты крупные и мелкие	Алевролиты, мелкие глины		Доломиты, доломито-ангидриты, ангидриты, доломитовые и ангидритовые мергели	Известняки, доломитовые известняки, известковые глины и мергели	
Окраска пород	Неяркая, бурая, красно-бурая, изредка пятнисто-окрашенная		Неяркая, бурая, буровато-серая	Неяркая, бурая, серая, буровато-серая	Бурая, красно-бурая с разводами, редко пестроокрашенная и буровато-серая	Бурая, красно-бурая и пестроокрашенная	Серая, зеленовато-серая и темно-серая	Яркая бурая, красно-бурая, серая, белая	Серая, темно-серая, изредка пятнистоокрашенная		
Характеристика признаков пород	Сортировка зерен	Очень плохая	Плохая неравномерная, в отдельных слоях хорошая	Довольно плохая. В некоторых слоях средняя	Средняя, хорошая	Средняя, непостоянная, иногда хорошая	Средняя, хорошая, часто непостоянная, различная в разных слоях		—	—	
	Цемент	Преимущественно глинистый, базальный (обильный) неравномерный	Глинистый, базальный, реже карбонатно-глинистый	Глинистый слюдисто-железисто-глинистый, по типу контактово-поровый	Глинистый и слюдисто-глинистый по типу контактово-поровый и поровый. В меньшей мере карбонатно-глинистый, карбонатный и сульфатный базально-поровый (сгустковый)		Доломитовый, ангидритовый, глинисто-ангидритовый, базально-поровый и базальный		—	—	
	Включения, стяжения, примеси	Стяжения отсутствуют. Из включений характерны частые мелкие неокатанные обломки песчаника, алевролиты, катуны глины		Стяжения отсутствуют. Часто встречаются полуокатанные включения глины и алевролита, а также мелкие линзы глины	Изредка встречаются стяжения карбонатов. Обильны обломки плоскоокатанной глины	Очень редко встречаются карбонатные стяжения	Редко наблюдаются мелкие стяжения карбонатов и пирита	Обильны стяжения доломитового, доломито-ангидритового и ангидритового состава	Характерна примесь алевроито-глинистого материала	Терригенная примесь алевроито-глинистого материала. В глинах и мергелях часты стяжения, составляющие из кальцита, доломита и пирита	
	Слоистость	Изредка проявляется слабо выраженная косая однонаправленная	Слабо выраженная. обычно горизонтальная, обусловленная чередованием пород различного гранулометрического состава	Крупная, косая, однонаправленная, местами перекрестная, реже горизонтальная, прерывистая с характерной сортировкой зерен в каждом слое	Косая, крупная, клиновидная и горизонтальная. Угол наклона косых слоев непостоянный, но преимущественно пологий. Слоистость обусловлена изменением гранулометрического состава	Волнистая, мелкая, часто линзовидная, косоволнистая, неправильного рисунка. Часты текстуры взмучивания и оползания осадка	Горизонтальная, изредка пологоволнистая		Обычно отсутствует. Изредка наблюдается микрослоистость или тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная наличием терригенной примеси		
	Форма слоев	Неправильная линзовидная		Линзовидная и плащеобразная	Линзовидная и в виде удлиненных площадей	Пластообразная и линзовидная	Пластообразная		Пластообразная и линзовидная	Пластообразная, хорошо выдерживается по простиранию	
	Мощность слоев	от 0,1 до 2—3 м		10—20 м, чаще 5—10 м	2—15 м	0,5—10 м	0,3—10 м		От нескольких сантиметров до 0,4—1 м	От нескольких сантиметров до 1—3 м	
	Контакты слоев	Неотчетливые		Неотчетливые, иногда резкие	От постепенного перехода до резкого контакта, часто с признаками подводного размыва	Переходы преимущественно постепенные, иногда довольно резкие, с признаками подводного размыва	Переходы постепенные, реже отчетливые контакты	Различные; постепенные переходы, резкие контакты		Резкие, отчетливые	Резкие, отчетливые, редкостепенные
	Органические остатки	Отсутствуют		Фауна не встречена. Очень часты растительные остатки в виде мелкого или крупного растительного детрита	Фауна не встречена. Растительные остатки редки, в виде мелкого обуглившегося детрита	Фауна не встречена. Часты ходы илоедов. Из растительных остатков — мелкий обуглившийся детрит	Из фауны присутствуют пелециподы, остракоды. Из флоры — мелкий растительный детрит		Из фауны в доломитах и доломитовых мергелях встречены обломки остракод, фораминифер и проч. Из флоры — остатки водорослей	Обычная морская фауна, состоящая из фораминифер, пелеципод, брахиопод, игл ежа, кораллов и др.	
Прочие	—		В глинах наблюдаются полигональные трещины высыхания, выполненные неотсортированным песчано-алевроитовым материалом	Характерно присутствие минерализованных и обуглившихся окатанных древесных обломков, равновеликих с галькой и гравием вмещающих пород	—	Характерно локальное обогащение породы акцессорными минералами, содержание которых может достигать до 10—15%	—		—	Часто присутствует пирит мелкорассеянный или в виде стяжений	

ных соединений железа в закисные, в связи с чем породы опресненного комплекса фаций окрашены преимущественно в серые тона. Бурые цвета отличаются блеклостью оттенков. Отложения осолоненных водоемов имеют в основном красно-бурую и бурую окраску, серые тона окраски им менее присущи. Характерно, что окраска этих отложений отличается яркостью: яркие красно-бурые породы, красно-бурые с серыми пятнами и разводами и яркие зеленовато-серые (Страхов, 1962).



Фиг. 1. Схематическая карта распространения фаций на площади Восточной Украины в раннекартамышское время

Область: 1 — сноса, 2 — нулевой мощности, обусловленная последующим размывом, 3 — преимущественного накопления континентальных отложений: чередование фаций делювиальных шлейфов, временных потоков и пересыхающих озер и такыров. Область преимущественного накопления лагунных отложений: 4 — чередование фаций песчаных выносов рек и песчано-алевритовых осадков пересыпей, кос, баров, 5 — чередование фаций песчано-алевритовых осадков мелководья, пересыпей, кос, баров, 6 — чередование фаций песчано-алевритовых осадков мелководья и алеврито-глинистых осадков лагуны, 7 — чередование фаций алеврито-глинистых и сульфатно-карбонатных осадков осолоненной лагуны; 8 — область преимущественного накопления карбонатно-глинистых осадков мелкого моря; 9 — предполагаемые контуры бассейна; 10 — контур распространения отложений (современный); 11 — главное направление сноса; 12 — второстепенное направление сноса; 13 — граница распространения фаций

Процесс осадконакопления в картамышское время закономерно изменялся. С появлением красноцветных отложений уже в верхней части араукаритовой свиты карбона (Долуда, 1961) исчезают угли и типичные для угленосного карбона богатые морской фауной известняки, преобладающими породами являются красноцветные алевриты и глины. Нижняя часть разреза картамышской свиты имеет много общих черт с верхними частями араукаритовой свиты. Результатом этого является условность границы между пермью и карбоном. С появлением седиментогенных доломитов и ангидритов в верхах разреза отложения картамышской свиты приближаются к фациям аридной соленосной перми.

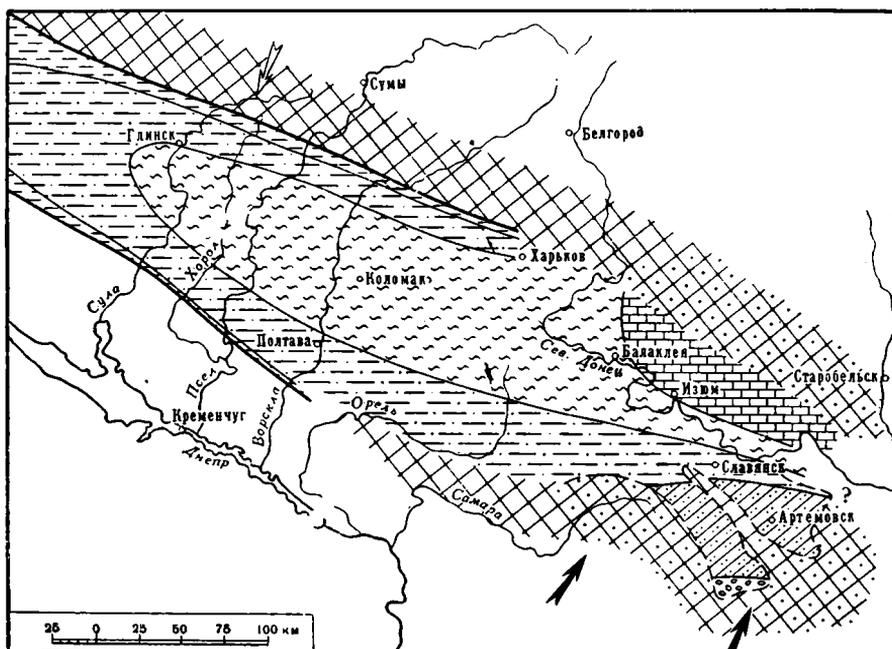
Таким образом, отложения картамышской свиты относятся к многофациальному комплексу, в котором существенная роль принадлежит лагунным терригенным образованиям, отложившимся в мелководном бассейне с ненормальной соленостью.

Свидетельством мелководности картамышского бассейна является наличие в карбонатных породах скоплений пелеципод, гастропод и синезеленых водорослей, глубина образования зарослей которых обычно не превышает 15 м (Киреева, 1958), а также своеобразный терригенный состав пород и присутствие детрита наземных растений, очевидно, занесенных в бассейн с расположенной поблизости суши.

Можно считать установленным, что в процессе постепенной аридизации климата соленость картамышского бассейна закономерно возрастала во времени и периодически

в промежутках между такими периодами отлагались преимущественно терригенные породы, обогащенные гипсом и доломитом. Увеличение солености бассейна происходило не одновременно на всей площади. Прежде всего повышалась соленость в окраинных, полужамкнутых участках лагуны, не испытывающих влияния притока пресных вод.

Связь картамышской лагуны с открытым морем осуществлялась с востока и северо-востока: переход от лагунных фаций к морским в разрезе постепенный.



Фиг. 2. Схематическая карта распространения фаций на площади Восточной Украины в позднекартамышское время

Условные обозначения см. на фиг. 1

Область сноса находилась на юге и юго-западе. К юго-западу в составе песчаных пород отмечается закономерное увеличение крупности зерен и появление слабоокатанных обломков пород, что указывает также на приближение береговой линии и на присутствие речных осадков. Материнскими породами служили, по-видимому, в основном осадочные образования, претерпевшие более чем один цикл седиментации.

Обломочный материал в картамышский бассейн сносялся также с севера и с Воронежского массива.

Осадконакопление в картамышское время происходило в условиях тектонического режима, характеризующегося незначительными и частыми колебательными движениями, способствовавшими созданию сходных литологических наслоений. Аридизация климата, начавшаяся в верхнем карбоне в картамышское время, привела к повышенному испарению вод лагуны, выпадению карбонатов, сульфатов и накоплению красноцветного комплекса отложений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1956.
- Долуда М. Е. О литологическом составе пород на границе карбона и перми в Донецком бассейне. Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. ХГУ, г. Харьков, 1961.
- Зарицкая О. В. Сульфатно-карбонатные проявления в араукаритовой свите Шебелинской и сопредельных структур. Вopr. минерал. осад. образ., кн. 6, г. Львов, 1961.

- Зарницкая О. В. О происхождении пестроцветной окраски отложений картамышской свиты Шебелинского месторождения. В сб. «Вопросы развития газовой промышленности УССР», Киев, 1963.
- Зарницкая О. В., Мухаринская И. А. Коллекторские свойства пород картамышской свиты Шебелинского газового месторождения в связи с составом и типами их цементов. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4, 1963.
- Киреева Г. Д. О возрасте свиты медистых песчаников Донбасса и о встречающихся в ней фораминиферах. Палеонтол. сборник. Тр. ВНИГРИ, вып. IX, 1958.
- Лапчик Ф. Е. Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изд. АН УССР, Киев, 1958.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, 1941.
- Рябых О. Ф. Литологическая характеристика пермских отложений Шебелинской и некоторых сопредельных структур. Зап. геол. фак. Харьк. ун-та, т. 14, 1957.
- Савич-Заблоцкий К. Н., Лапки И. Ю. Материалы к геологии Донецкой перми. Тр. Укр. геологоразвед. треста нерудных ископаемых, сб. 1, Харьков, 1948.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, том III. Изд. АН СССР, 1962.
- Шалыт Е. С. К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса. Материалы по геол. и гидрогеол., сб. 1, Киев, 1939.

Украинский филиал  
Всесоюзного научно-исследовательского  
Института природного газа  
Харьков

Дата поступления  
10.X.1963

УДК 549.768.1

## О ВТОРИЧНЫХ ФОРМАХ КАИНИТА НА СТЕБНИКСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

С. В. ХОДЬКОВА

Минерал каинит в Предкарпатских калийных месторождениях широко распространен. В каинитовых залежах Калуша и в ряде линз Стебникского месторождения он играет роль главного породообразующего минерала. Обычно каинит распространен совместно с галитом, сильвинном, а также лангбейнитом и кизеритом и является одним из главных компонентов калийных пород: лангбейнит-каинитовой, каинитовой, сильвин-каинитовой, полиминеральной и др. Развит он в них в виде гнезд, заполнения трещин и крупных кристаллов. Каинитсодержащие породы представлены пластами обычно слоистого строения. Сложены они калийно-магниевыми сульфатно-хлоридными солями с прослоями глин, песчаников и алевролитов.

Изучением петрографии и минералогии калийных пород занимались А. А. Иванов (1945), М. С. Коробцова (1955), В. В. Лобанова (1956) и др. Эти авторы отмечали в основном первично-седиментационную форму каинита. В статье нами описываются его вторичные формы, встреченные при изучении Южного и Северо-западного участков Стебникского месторождения.

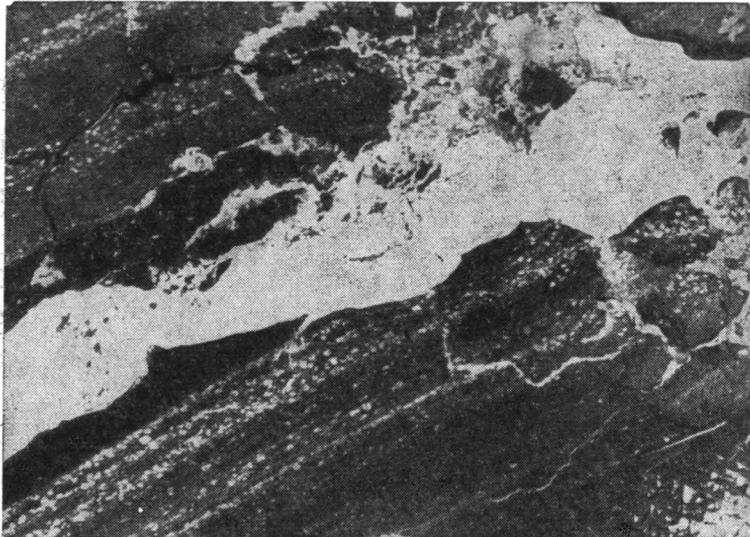
При тщательном изучении калийных пород первично-седиментационного каинита не обнаружено. Нами встречены лишь вторичные формы каинита, образовавшиеся различными путями в процессе сложного преобразования соляного осадка. Установлены три разновидности каинита: 1) каинит заполнения трещин; 2) каинит замещения; 3) каинит реакционный (взаимодействия пород).

Каинит заполнения выполняет трещины, развитые в алевролитах и глинах и по контакту между ними. Мощность этих трещин широко варьирует от долей миллиметра до 7—10 мм. Трещины ориентированы чаще всего по плоскости наслоения, но также секут слои наклонно или, реже, вкрест слоистости. Каинит этого вида имеет отчетливую волокнистую структуру от тонкой шелковистой до грубой шестоватой, иногда встречается мелкозернистая перекристаллизованная с реликтами волокнистой. Для каинита заполнения характерно отсутствие примесей и обычна желтая окраска с оттенками от бледно-желтого до желтого. На фиг. 1 представлен участок породы глинисто-алевролитового состава с трещинами, выполненными каинитом. Видно, что трещина развилась по слоистости, но не строго следует ей, а отторгает отдельные участки (обломки) вмещающих ее пород. Отторженные обломки заключены в каинитовом выполнении.

Жильный характер описанного каинита указывает на его образование из растворов, перемещающихся в деформируемой глинисто-алевролитовой породе. В состав рас-

творов входили ионы  $K^+$ ,  $Mg^{++}SO_4^{--}$  и  $Cl^-$ . Растворы поступали, по-видимому, из низлежащих горизонтов.

Каннит замещения образует прослойки каннитовой породы, нередко расположенные на границе между глиной или алевролитом и каннитовой или кизерит-каннитовой породами. Цвет каннита изменяется от серовато-желтого до желтовато-серого. Для него характерен серый оттенок. Чистого желтого каннита этого типа без серого оттенка встречено не было. Серый цвет обусловлен примесью глинистого вещества, содержащегося в породе в большем или меньшем количестве. Иногда порода настолько серая, что



Фиг. 1. Глинисто-алевролитовая порода (серое) с трещиной, заполненной каннитом (белое), ув. 3,5 (фото автора, 1964 г.)

макроскопически ее легко принять за прослой глинистого материала и лишь шелковистый блеск поверхности скола свидетельствует о том, что в составе породы значительную роль играют соли. В иммерсионном препарате видно, что довольно крупные каннитовые зерна насыщены включениями сгусточков глины. Обнаружено упорядоченное расположение этого глинистого вещества. При изучении породы в тонких шлифах в проходящем свете без анализатора видно, что глинистое вещество имеет вид своеобразного каркаса, ячейки которого, как правило, целиком заполнены каннитом. Стенки ячеек сложены глинистым веществом, которое ранее окружало кристаллы какого-то другого минерала и которое сохранилось на том же месте. Иногда перегородки ячеек довольно толстые, а иногда едва заметные, слегка расплывчатые. Форма их чаще всего близка к кубической, но иногда призматическая и ромбическая, размеры зависят от размера первоначальных кристалликов и колеблются от долей миллиметра до 0,5—1,0 мм, преобладают размеры 0,1—0,3 мм.

В поляризованном свете видно, что каннит представляет собой крупные (размером 3—5 мм) монокристаллы. Каждый такой кристалл имеет ячеистую структуру, обусловленную заключенными в нем участками глинистого «каркаса» (фиг. 2).

Каннит замещения представляет собой своего рода псевдоморфозу по минералу, состав которого пока определить не удалось. Это могли быть галит, сильвин, какой-нибудь водный сульфат или лангбейнит. Каннитовые новообразования воспроизводят и общий характер первичной породы и общий рисунок расположения отдельных прослоечков и каемок глинистого вещества.

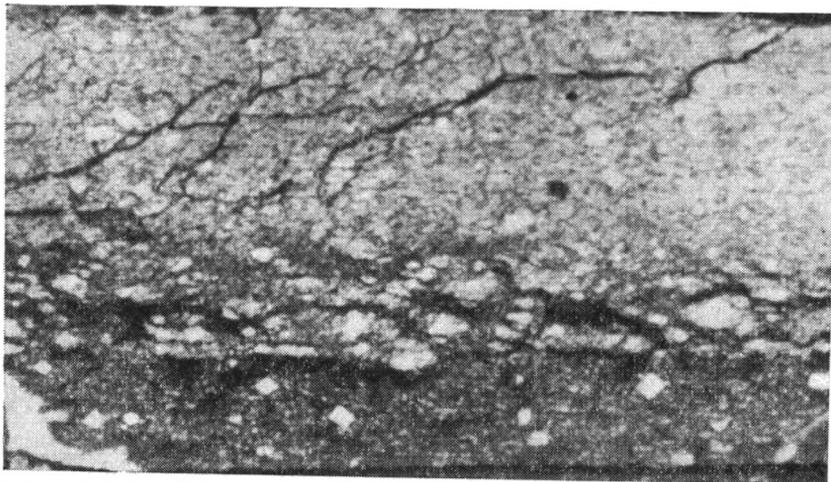
Можно предположить, что каннит замещения образовался метасоматическим путем в результате диффузионного и капиллярного проникновения растворов в глинистый прослой, переполненный кристалликами какой-то из вышеперечисленных солей.

Каннит реакционный очень редко слагает существенно каннитовые слои, мощность их в калийных пластах обычно не превышает 10—15 см. Как правило, он встречается в виде каннитового сильвинита или сильвинитового каннита с кизеритом и примесью лангбейнита и полигалита. Глинистое вещество практически отсутствует. Порода желтовато-красная, красновато-желтая и желтая с красным оттенком, мелкозернистая,

обычно петельчатой текстуры. Вид петельчатой текстуры придают породе красные каемки, окружающие сгустки каолинита.

Основная масса породы сложена сильвином, галитом и каолинитом.

Каолинит желтый, иногда розово-желтый, разнозернистый, преимущественно мелкозернистый, величина его зерен колеблется от 0,01 до 0,12 мм, иногда достигая 0,15 мм, преобладают же размеры 0,08—0,10 мм. Каолинитовые зерна имеют неправильную, удлиненную и лапчатую форму. Иногда зерна каолинита имеют мелкоагрегатную структуру и мозаичное погасание, определить размеры зерен в связи с этим невозможно. Каолинит



Фиг. 2. Каолинит с заключенным в нем участком глинистого вещества с ненарушенной микростройной текстурой, ув. 31 (фото автора, 1964 г.)

слагает скопления неправильной, но близкой к округлой формы. Размеры этих скоплений изменяются от 0,5—1,0 до 3—5 мм, достигая 7—10 мм. Иногда в этих скоплениях среди каолинитовой мелкозернистой, нередко мозаично угасающей основной массы встречаются островки кизерита в виде отдельных зерен и небольших скоплений. Скопления каолинита имеют желтую окраску, лишь по краям в виде каймы они окрашены в красный цвет. При изучении шлифов под бинокулярной лупой и микроскопом удалось установить, что красная окраска обусловлена гидроокислами железа, покрывающими поверхность каолинитовых скоплений в виде пленки. В некоторых случаях наблюдается проникновение красящего вещества в глубь каолинитовых скоплений в виде затеков, образовавшихся, очевидно, в результате соединения двух соседних выступов крупного сгустка; пленки этих выступов соединились в один шнуровидный сгусток, который частично потерял со временем (в процессе последующего развития всего сгустка в целом) свою отчетливость и приобрел вид затека.

Каолинитовые скопления обычно заключены в массу сильвинита и окружены им (фиг. 3). Сильвинит красный мелкозернистый, величина зерен его изменяется от 0,1—1,5 до 2—3 мм, преобладают размеры 0,8—1,0 мм. Форма их неправильная, часто удлиненная, вытянутая обычно в плоскости слоистости породы, контуры слабо извилистые. Окраска в зернах сильвина распределена неравномерно, наиболее интенсивно зерна окрашены по краям и вдоль тоненьких трещинок (преимущественно вертикально расположенных). Среди сильвина в небольшом количестве встречаются зерна бесцветного и синего мелкозернистого (0,08—0,5 мм) галита. На контакте каолинита с сильвином хорошо видно, что каолинит «наступал» на сильвинит и заливообразно внедрялся в него. В некоторых случаях каолинитовые скопления разрастаются настолько, что в промежутках между ними остается либо только узенькая (доли миллиметра) сильвинитовая перемычка, либо реликты зерен сильвина, располагающиеся цепочкой, а нередко лишь каемки гидроокислов железа. При изучении и сопоставлении ряда шлифов из различных образцов каолинита удалось установить признаки стадийности в процессе образования реакционного каолинита. Нами выделены четыре стадии.

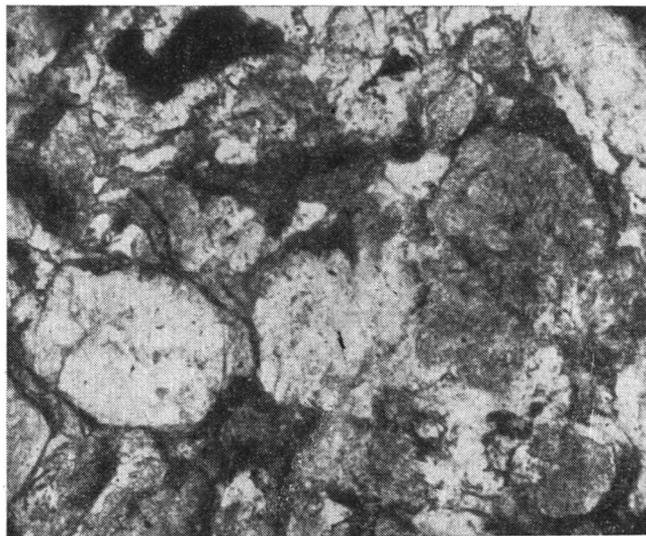
*Первая стадия.* Вокруг скопления, сложенного преимущественно кизеритом, наблюдается тонкая выдержанная каемочка каолинита.

*Вторая стадия.* Мощность каолинитовой каймы увеличивается, начинает вырисовываться своеобразная венцовая структура: удлиненные зерна каолинита окаймляют кизерит.

*Третья стадия.* Образован каинитовый сгусток с неотчетливо выраженной радиально-лучистой или зернистой структурой. В центральной части этого сгустка встречаются островки кизерита в виде отдельных зерен.

*Четвертая стадия.* Сгустки полностью сложены мелкозернистым каинитом, иногда имеющим неотчетливую радиальнолучистую структуру. Местами каинит перекристаллизован в крупные округлые зерна.

Эволюция структуры создает отчетливое представление об образовании каинита, как результата взаимодействия калийсодержащего, окрашенного в красный цвет, хло-



Фиг. 3. Каинитовые сгустки, заключенные в массу сильвинита и окрашенные с поверхности гидроокислами железа (на снимке — темная кайма), ув. 3,5 (фото автора, 1964 г.)

ридного минерала (карналлит либо сильвин) и какого-то водного сульфата магния возможно, эпсомита либо гексо- или тетрагидрата. В процессе преобразования имевшиеся в калийном и сульфатном минералах примеси оттеснялись к периферии растущего каинитового сгустка. Поскольку исходный сульфатный минерал был практически чистый, в образовании окрашенной каймы основную роль сыграли включения гидроокислов железа из хлоридного калиевого минерала. Кроме того, структурные особенности, по-видимому, обусловлены еще и глубиной развития каинитизации, зависящей от количественного соотношения исходных компонентов. В первоначальном осадке соотношение между калийно-хлоридными и сульфатно-магниевыми минералами могло быть различным. Если в нем сульфатный минерал преобладает, например, над сильвином, то может оказаться, что образующиеся сгустки каинита поглотят весь сильвин, а в центральной части их останется непрореагировавший кизерит. Если же в породе окажется больше сильвина, то чистые каинитовые сгустки окажутся заключенными в массе сильвина.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Иванов А. А. Калийные соли Прикарпатских месторождений. Хим. пром. № 12, 1945.  
 Коробцова М. С. Минералогия калийных месторождений Восточного Прикарпатья. Вопр. минералогии осадочных образований, кн. 2. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1955.  
 Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья. Тр. ВНИИГалургии, вып. XXXII, 1956.

Всесоюзный научно-исследовательский  
 институт Галургии  
 Ленинград

Дата поступления  
 6.1.1965

УДК 549.514.63(471.32)

## ВТОРИЧНЫЙ РУТИЛ В РЫХЛОЙ ТОЛЩЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В. Д. ТИМОФЕЕВ, В. Ф. ПЛУЖНИКОВА

В пределах Воронежской, Тамбовской, Липецкой, Рязанской, Курской, Белгородской и Брянской областей в песчаных и глинисто-песчаных отложениях всех возрастов, начиная с девона, выходящих на дневную поверхность или вскрытых скважинами на разных глубинах, распространен обломочный, полуокатанный и окатанный ильменит, в разной степени испытавший вторичную рутилизацию, подробно описанную Е. Ф. Зив (1956), для Воыны и обнаруженную В. А. Янковским (1958) близ Томска. Она происходит в три стадии: 1) ильменит; 2) лейкоксен — смесь остаточного ильменита и новообразованных гидроокислов железа и рутила; 3) вторичный рутил.

Лейкоксен рассматривается М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1961) как самостоятельный минерал. Однако соляной кислотой из него можно удалить окислы железа, после чего остается вторичный рутил. В естественных условиях окислы железа выносятся из лейкоксена, на месте которого остается вторичный рутил, представляющий собой светло-желтые и светло-оранжевые мутные, мучнистые сростки чрезвычайно тонких зерен. Затем под влиянием собирательной кристаллизации зерна и иногда скопления укрупняются, скопления становятся пористыми, зерна стекловатыми, полупрозрачными и приобретают более темные оттенки того же цвета. Постепенно пористость увеличивается, а на мелких столбчатых кристаллах при сильных увеличениях можно различать отдельные грани. И, наконец, скопления становятся «щетилистыми» и даже переходят в друзы хорошо образованных, прозрачных кристаллов, каждый из которых может достигать сотых и десятых долей миллиметра.

Вторичный рутил распознается очень легко благодаря своей агрегатной форме, тонкой зернистости, желтому и оранжевому цвету. Он отличается от ярко-красного, буровато-красного и черного, сильноокатанного первичного рутила, иногда зонарного, с красной серединой и черными краями, особенно на концах кристаллов.

Рутилизация в породах палеозойских и послепалеозойских протекает по-разному.

В палеозойских породах железо-черный свежий ильменит иногда переходит в темно-серый лейкоксен, а чаще всего, вследствие быстрого выщелачивания железа, непосредственно во вторичный рутил. Замещение начинается с краев зерна и распространяется по взаимопараллельным или пересекающимся трещинам. Затем оно постепенно распространяется в стороны от трещин, в промежутках между которыми некоторое время сохраняются темно-серые, матовые остатки лейкоксена.

В каждом зерне одновременно могут оказаться остатки неизмененного ильменита, незаметно переходящего в лейкоксен и затем во вторичный рутил. В конечном итоге все зерно замещается серовато-желтоватым мелкозернистым рутилом. При этом никаких изменений размеров или форм не происходит.

Вторичный анатаз широко распространен. Количества его в породе оцениваются десятитысячными долями процента. Преобладают таблички синеватого цвета, изредка с бесцветной серединой. Хорошая огранка свидетельствует о его вторичном происхождении.

В послепалеозойских породах (юра, мел, палеоген, неоген и четвертичный) почти не остается неизмененного ильменита, так как он переходит в лейкоксен.

Переход ильменита в лейкоксен начинается изнутри зерна. Во многих железочерных, внешне неизмененных зернах внутри заключен бурый, рыхлый лейкоксен, распространенный шире, чем можно судить по состоянию поверхности зерен. В дальнейшем буреет и поверхность зерна, и рутилизация становится явной.

Лейкоксен сохраняет форму и размеры ильменита, по которому он образуется. Вторичный рутил, вследствие явлений перекристаллизации и собирательной кристаллизации иногда увеличивает свои размеры в 2—3 раза по сравнению с зернами ильменита или лейкоксена, сильнее, значительнее, чем это отмечено В. А. Янковским (1958) в Туганской россыпи. Каждое из изменяющихся зерен может принадлежать либо черно-бурому, уже задетому изменениями ильмениту, либо бурому и коричневому лейкоксену, либо светло-желтому вторичному рутилу.

Анатаз обычно присутствует в единичных знаках, крайне редко достигая десятитысячных долей процента. Он встречается в мелких зернах, обычно довольно бесформенных, изредка в виде прекрасных образованных бипирамидальных кристаллов. В последнем случае очень редко можно видеть его двойники и даже тройники, расположенные под прямыми углами друг к другу. Цвет его — от серовато-голубого до голубого, реже желтовато-серого.

Отмечается прямая зависимость между количеством вторичного рутила и наличием анатаза. Если же еще учесть и нередко встречающиеся прекрасные кристаллические формы, двойники и тройники последнего, станет очевидным его одновременное со вторичной рутилизацией происхождение.

Приходится допустить заметную подвижность железа, проявляющуюся в его выносе из титаномагнетита и лейкоксена и ограниченную подвижность титана, которая проявляется в собирательной кристаллизации вторичного рутила и новообразования анатаза.

Каждый из титановых минералов имеет свои особенности распределения во времени. Разрушению подвергается в первую очередь редкий титаномагнетит, затем ильменит, а в палеозое еще и лейкоксен. Вторичный рутил в больших количествах появляется в палеозое. В послепалеозойских породах количество его сразу уменьшается, но постепенно возрастает кверху разреза, подвергаясь на этом протяжении неоднократным местным колебаниям. В отложениях любых возрастов, находящихся близ современной дневной поверхности, количество вторичного рутила и размеры его зерен и скоплений резко увеличиваются. Рутилизация ильменита продолжается и даже усиливается и в наши дни.

Во всем разрезе наибольшее распространение имеет сильнорутилизованный ильменит, затем лейкоксен и вторичный рутил; мало распространен свежий ильменит и титаномагнетит; в ничтожных количествах встречается анатаз. У вторичного рутила наиболее широко развиты наименее раскристаллизованные разновидности: 1) мучнистая; 2) стекловатая; 3) друзовая. Таким образом, перекристаллизация вторичного рутила обычно идет недалеко.

Рутилизация ильменита начинается с перехода закисного железа в окисное и на Воляни связана с «циркуляцией грунтовых вод в зоне окисления» (Зив, 1956). В Воронежской антеклизе она также обусловлена окислительной средой, но при этом совершенно не обязательно образование «мощного каолинового элювиального покрова» (Дядченко и Хатунцева, 1961).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Стадийность процесса изменения ильменита в гипергенных условиях, «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6, Львов, 1961.
- Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.
- Янковский В. А. Минералы титана из туганских слоев. Вестн. Западносиб. и Новосибир. геол. управл., вып. 3, 1958.

Геологическое управление  
Центральных районов  
Москва

Дата поступления  
16.IV.1963

## **КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 553.1

### **К ВОПРОСУ О «ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОМ» МЕТОДЕ**

**Э. Н. ЯНОВ**

В журнале «Литология и полезные ископаемые» № 6 за 1964 г. опубликованы решения Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР (Яблоков, 1964) о «литолого-формационном» методе, разрабатываемом группой сибирских литологов под руководством В. П. Казаринова, а также статьи Н. М. Страхова, Г. Ф. Крашенинникова и А. А. Арустамова, в которых резко критикуются теоретические основы и практика применения данного метода.

В связи с этим приходится остановиться на вопросе о сущности и возможностях применения «литолого-формационного» метода<sup>1</sup>. Автору уже приходилось отмечать (Предтеченский, Янов, 1963), что так обычно называют два направления анализа цикличности осадконакопления (петрографо-минералогическое и геохимическое), или точнее, анализа периодичности и направленности осадконакопления, обусловленных тектоническими процессами. Помню этого ранее в геологической практике вошли другие направления анализа цикличности осадконакопления, которые можно назвать «литологическим» и «сравнительно-палеогеографическим».

«Петрографо-минералогическое» направление констатировало, что параллельно циклической смене «конгломератов подножий» тонкообломочными терригенными и хемогенными породами, или чередованию красноцветных и сероцветных толщ происходит также циклическое изменение состава терригенных компонентов: смена полимиктовых пород олигомиктовыми и кварцевыми; пород, обогащенных неустойчивыми акцессорными минералами, породами, в тяжелой фракции которых господствуют наиболее устойчивые минералы. Все эти многообразные проявления цикличности осадконакопления обуславливаются общими причинами — чередованием этапов поднятия и относительного тектонического покоя в питающих провинциях, соответствующих этапам ускоренного и замедленного опускания в областях осадконакопления.

В общем виде закономерное циклическое изменение состава терригенных компонентов в разрезах красноцветных толщ установил Л. Б. Рухин (1948) и он же (Рухин, 1946) использовал эту закономерность для детального стратиграфического расчленения песчаной толщи среднего девона Ленинградской области, в составе которой им выделены три «цикла», начинающиеся красноцветными кварц-полевошпатовыми песками и завершающиеся белыми кварцевыми песками.

Значительное развитие «петрографо-минералогическое» направление анализа цикличности осадконакопления получило благодаря работам В. П. Казаринова и его группы, а также А. П. Сигова. А. П. Сигов (1956) предложил подсчитывать отношение устойчивых и неустойчивых минералов в тяжелой фракции, именуя это отношение «палеогеографическим коэффициентом». Группа В. П. Казаринова ввела аналогичный коэффициент — коэффициент мономинеральности для минералов легкой фракции, обратила внимание на циклическое изменение по разрезам состава глинистых минералов, предложила некоторые другие коэффициенты (выветрелости, песчаности). В Западно-Сибирской низменности, Минусинской и Кузнецкой впадинах ими были проведены региональные работы, подтвердившие возможность анализа периодичности осадконакопления по изменению состава терригенных компонентов (Казаринов, 1958; Акулишина и др., 1960; Гурова, Казаринов, 1962).

Использование коэффициентов, несомненно, оправданно и прогрессивно. Изучение изменений коэффициентов по конкретным разрезам осадочных толщ позволяет объективно установить даже незначительные изменения общего состава терригенных компонентов и делает возможным использование для обработки полученных данных методов вариационной статистики. А ведь вряд ли кто-нибудь будет оспаривать, что математизация геологических наук и, в частности, литологии насущно необходима.

<sup>1</sup> Название метода неудачно и желательно было бы заменить его другим.

Геохимическое направление анализа цикличности осадконакопления делает еще свои первые шаги. В. П. Казариновым высказаны некоторые положения о приуроченности аутигенных минералов к тем или иным элементам «осадочных серий» (как они именуют седиментационные «циклы»), предложен коэффициент упорядоченности распределения химических элементов». Очевидно, могут быть найдены и другие связи распределения химических элементов с периодичностью осадконакопления.

Как явствует из изложенного выше, «литолого-формационный» метод по самой своей природе нацелен на изучение периодичности осадконакопления. Он позволяет расчленять и иногда коррелировать фаунистически слабо охарактеризованные осадочные толщи, устанавливать место и время проявления орогенических движений и периодичность последних, наконец, позволяет делать прогнозы на полезные ископаемые осадочного происхождения и россыпи. По-видимому, геологи, занимающиеся региональной геологией, не откажутся от проверки своих общегеологических построений независимым и объективным методом, какие бы постановления не принимала Комиссия по осадочным породам.

Н. М. Страхов (1964) доказывает, что «литолого-формационный» метод должен решить задачу историко-геологического исследования осадочного процесса в целом, и раз он не выполняет эту задачу, значит он чужд. Однако это требование произвольное; вполне имеет право на существование метод, который углубленно исследует одну из сторон осадочного процесса (например, периодичность осадконакопления)<sup>2</sup>.

Можно согласиться с Н. М. Страховым, что «литолого-формационный» метод — метод частный, но это отнюдь не метод «ограниченного, крайне узкого применения». Ограничения, которые Н. М. Страхов вводит для использования данного метода, рассматривая почему-то применение одного лишь коэффициента мономинеральности, в значительной мере необоснованны.

Конечно, никто не собирается применять «литолого-формационный» метод для изучения вулканогенных пород или ледниковых отложений. Однако на территории СССР ледниковые отложения, за исключением четвертичных и позднедевонских, не имеют сколько-нибудь заметного распространения. Что касается вулканогенно-осадочного типа литогенеза, то, по подсчетам Н. М. Страхова (1963), вулканогенные породы составляют примерно  $\frac{1}{5}$  от массы осадочных пород. К тому же среди вулканогенных толщ обычно имеются пачки нормальноосадочных пород, позволяющие в той или иной степени осветить «литолого-формационным» методом эти части стратиграфического разреза. Конечно, трудно отличить осадочные породы от туфогенных, но значительная примесь пирокластического материала устанавливается в шлифах почти всегда, и эти породы исключаются из изучения данным методом.

Наиболее серьезные возражения вызывает утверждение Н. М. Страхова (1964), что вычисление коэффициента мономинеральности бесполезно при изучении отложений аридного типа, так как в этом типе литогенеза химическое выветривание зачаточное и сносимый с водосборов в бассейны материал всегда низкозрелый.

Автору пришлось убедиться (Предтеченский, Янов, 1963), что в девонских отложениях Минусинской, Рыбинской и Тувинской впадин Саяно-Алтайской складчатой области, явно принадлежащих ариднему типу, наблюдается очень четкое циклическое изменение состава терригенных компонентов. Факты подобного рода нельзя отрицать, как не соответствующие теории, а необходимо объяснить. Здесь уместно обратиться к критикам «литолого-формационного» метода слова Г. Ф. Крашенинникова: «следует, наконец, привести в соответствие и теоретические принципы... с объективным фактическим материалом по литологии конкретных отложений...».

Как же можно объяснить такие факты и, следовательно, возможность и желательность изучения «литолого-формационным» методом осадочных толщ аридного типа? Во-первых, нельзя представлять все аридные области прошлого как настоящие пустыни. Девонские отложения Саяно-Алтайской области, например, формировались в условиях субтропического климата с чередованием засушливых и влажных сезонов. При этом могли развиваться коры выветривания.

Во-вторых, уже давно Л. Б. Рухиним (1948) высказано мнение о значительном изменении состава терригенного материала на путях его переноса<sup>3</sup>. В этапах орогенеза и интенсивного погружения областей осадконакопления с поднятий сносятся большие массы обломочного материала, который быстро захороняется, сохраняя полимиктовый состав. При меньшей интенсивности и дифференцированности тектонических движений обломочный материал претерпевает более длительное переотложение, механическое раздробление и подвергается дополнительному химическому выветриванию

<sup>2</sup> Мы далеки от мысли, что «литолого-формационный» метод может заменить общегеологические исследования или детальное изучение вещественного состава пород, но он удачно их дополняет, являясь, в частности, одним из способов обобщения материалов, полученных при детальных литологических исследованиях.

<sup>3</sup> Г. Ф. Крашенинников (1964) также вполне резонно упрекает В. П. Казаринова в недостаточном учете переработки обломочного материала в путях переноса.

на аллювиальных равнинах; захороняется материал кварц-полевошпатового состава. В случае же очень небольшой амплитуды погружения (и поднятия в области питания) кластический материал претерпевал весьма длительное переотложение и в итоге формировались кварцевые пески, каолиновые глины и др.

Автором при изучении девонских отложений Рыбинской впадины (Янов, 1957) получены данные, подтверждающие точку зрения Л. Б. Рухина. Например, в чаргинской свите девона распространены песчаники, содержащие до 94—99% зерен кварца, а в синхроничных ей отложениях района г. Канска, через который происходил перенос обломочного материала из областей питания в Чаргинский бассейн, песчаники содержат до 30—35% полевых шпатов, а содержание кварца иногда снижается до 65%. Следовательно, образование кварцевых песчаников произошло уже в самом Чаргинском озерном бассейне.

В связи с этим становится ясной шаткость другого принципиального положения критиков «литолого-формационного» метода, что коэффициент мономинеральности должен непосредственно отражать интенсивность химического выветривания в областях питания, в противном случае им нельзя пользоваться.

Если поставить вопрос иначе — отражают ли коэффициенты мономинеральности, устойчивости и др. интенсивность тектонических движений в областях питания и осадконакопления, проявляющихся (опосредованно, через рельеф) в интенсивности и длительности химического выветривания, длительности переотложения обломочного материала и т. д., — то мы должны ответить на этот вопрос утвердительно, даже в тех случаях, когда наши оппоненты отрицают возможность использования коэффициента мономинеральности.

Отложения наиболее распространенного типа литогенеза — гумидного, как признает и Н. М. Страхов (1964), могут изучаться «литолого-формационным» методом. Н. М. Страхов, однако, тут же вводит ряд ограничений, основываясь на составе пород водосборов. Он считает, что достоверные результаты могут быть получены «литолого-формационным» методом, если водосборы будут слагаться кварцсодержащими магматическими и метаморфическими породами. Неприменим, оказывается, этот метод, если водосборы слагаются бескварцевыми магматическими породами.

Ошибочность последнего утверждения явствует из рассмотрения таблицы. Даже при водосборах, сложенных исключительно основными магматическими породами, вполне применим коэффициент устойчивости, так как и в этих породах содержатся и неустойчивые, и устойчивые акцессорные минералы.

Связь пород питающих провинций с характером тяжелой фракции

Минералы тяжелой фракции	Породы питающей провинции		
	кварцсодержащие магматические	бескварцевые магматические	Метаморфические
Устойчивые	Циркон, турмалин, рутил, монацит, гранат, анатаз	Шпинель, хромит, гранат	Ставролит, дистен, силлиманит, гранат, шпинель
Неустойчивые	Сфен, апатит, магнетит, ильменит, группа эпидота, амфиболы	Магнетит, ильменит, группа эпидота, пироксены, амфиболы, апатит	Андалузит, группа эпидота, амфиболы, магнетит, ильменит, сфен, апатит

Н. М. Страхов исключает также из сферы действия «литолого-формационного» метода бассейны осадконакопления, водосборы которых сложены осадочными породами, так как при этом на первый план выступит простое унаследование вновь возникающим осадком особенностей материнских пород.

Однако в действительности и в этом случае происходит существенная переработка обломочного материала как химическим выветриванием в области питания и на путях переноса, так и механическим раздроблением и истиранием зерен, что приводит к понижению содержания неустойчивых минералов. Присутствие на водосборах осадочных пород может сказаться лишь в увеличении абсолютных значений коэффициентов мономинеральности и устойчивости, а «литолого-формационный» метод, как известно, обращает внимание не на абсолютные значения коэффициентов, а на изменение их во времени по конкретным разрезам и бассейну в целом.

Единственное реальное ограничение применения «литолого-формационного» метода к отложениям аридного и гумидного типов — водосборы, сложенные исключительно кварцевыми песками. Однако это случай чисто теоретический (как и водосборы, цели-

ком слагающиеся бескварцевыми, магматическими породами) и в природе не встречается и не встречается. Обычно каждая питающая провинция слагается разнообразными по составу породами, а в бассейне осадконакопления смешивается обломочный материал из нескольких питающих провинций.

Таким образом, мы не находим разумных ограничений для изучения «литолого-формационным» методом отложений и гумидного, и аридного типов литогенеза.

Остановимся также на вопросе об использовании аутигенных минералов при «литолого-формационном» анализе. Критики данного метода дошли до отрицания очевидного факта связи эпох интенсивного соленакопления с орогенными этапами. Ясно, что усиление соленакопления в эти этапы (разумеется, в аридных зонах) было связано в первую очередь с благоприятными тектоническими условиями (регрессии моря, образование лагун) и аридизацией климата, а не усиленным выносом из областей питания легкорастворимых элементов.

Н. М. Страхов (1964) подвергает также сомнению приуроченность к элементам «осадочных серий, формировавшихся в этапы относительного тектонического покоя, фосфатных, карбонатных и кремнистых пород, руд железа, марганца и др. Однако он не учитывает влияния весьма важного фактора, названного им самим «степенью разбавления хемогенного осадка терригенным материалом». Вряд ли кто-нибудь будет отрицать, что приток терригенного материала в бассейн в эпохи тектонического покоя был минимальным, а следовательно, создавались благоприятные условия для накопления хемогенных осадков.

Наконец, приходится остановиться и на статье А. А. Арустамова (1964). Если Н. М. Страхов и Г. Ф. Крашенинников пытались опровергнуть конкретные факты с «теоретических позиций», не пробуя проверить эти факты собственными исследованиями, то А. А. Арустамов просто обвинил сторонников «литолого-формационного» метода в научной недобросовестности и подтасовке фактов — прием в нормальной научной дискуссии недопустимый. Сколько-нибудь обоснованных и оригинальных критических замечаний эта статья не содержит. Отметим лишь, что А. А. Арустамов ошибочно приписывает сторонникам «литолого-формационного» метода убеждение, что кривые изменения коэффициентов мономинеральности, устойчивости и др. должны повторять друг друга до мельчайших подробностей. Рисунок, построенный А. А. Арустамовым для доказательства отсутствия связи между коэффициентами устойчивости (палеогеографическим коэффициентом) и мономинеральности, может убедить лишь лиц, не сведущих в вариационной статистике. Разброс точек на диаграмме еще ничего не значит. По тем же материалам мною подсчитан коэффициент корреляции этих двух величин; он оказался положительным ( $r = +0,39 \pm 0,02$ ). Ранее (Предтеченский, Янов, 1963) был вычислен коэффициент корреляции между коэффициентами мономинеральности и устойчивости для девонских отложений Минусинской, Рыбинской и Тувинской впадин, имеющий близкое значение ( $r = +0,44 \pm 0,04$ ). Таким образом, корреляция данных коэффициентов подтверждена статистически, степень ее средняя (при полной корреляции  $r = 1,0$ , при отсутствии корреляции  $r = 0$ ). Однако кривые изменения этих коэффициентов повторяются лишь в самых общих чертах и сами коэффициенты отнюдь не прямо пропорциональны один другому.

Таким образом, многочисленные замечания критиков «литолого-формационного» метода оказываются недостаточно убедительными. Это, однако, не снимает необходимости в дальнейшей разработке теоретических обоснований данного метода.

## ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Гостоптехиздат, 1960.
- Арустамов А. А. О теории осадконакопления и методе литолого-формационного анализа. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазосностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Крашенинников Г. Ф. Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.
- Предтеченский Н. Н., Янов Э. М. Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии девона Саяно-Алтайской области. Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Рухин Л. Б. Стратиграфия песчаной толщи среднего девона Лужского и Оредежского районов Ленинградской области. Научн. бюлл. ЛГУ, № 10, 1946.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красцветных толщ. Вестн. ЛГУ, № 7, 1948.
- Сигов А. П. К вопросу применения промышленного толлоза по терригенным компонентам. Разведка и охрана недр, № 10, 1956.

- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.
- Яблоков В. С. В комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР. Семинар по литолого-формационному методу. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.
- Янов Э. Н. Условия образования пестроцветных девонских отложений Рыбинской и Кемчугской впадин Красноярского края. Бюлл. научно-техн. информ. МГ и ОН, № 6 (11), 1957.
- Янов Э. Н., Предтеченский Н. Н. Методика составления литолого-палеогеографических карт на примере девона Саяно-Алтайской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 72, 1962.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
Ленинград

Дата поступления  
12.III.1965

УДК 553.1 : 551.762 (571.53)

### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

*Г. Х. ФАЙНШТЕЙН, М. Н. ВИННИЧЕНКО*

При изучении юрских отложений Иркутского угленосного бассейна нами предпринята попытка применять, хотя и не в полном объеме, метод литолого-формационного анализа, разрабатываемый группой сибирских литологов под руководством В. П. Казаринова. Исследованный район занимает южную часть Иркутского амфитеатра. Юрские отложения выполняют здесь неглубокий предгорный наложенный прогиб с крутым южным и пологим северным крыльями. Прогиб простирается вдоль Восточных Саян от юго-западного побережья оз. Байкал — на юго-востоке — до г. Нижнеудинска — на северо-западе.

Протяженность зоны развития юрских осадков, выполняющих прогиб, достигает по оси прогиба более 600 км, а ширина составляет от 20—30 до 120—150 км. Мощность толщ колеблется от первых десятков метров — на бортах прогиба до 500—700 м — в его наиболее глубокой осевой полосе. Доюрское основание осадков сложено карбонатно-терригенными и терригенными породами кембрия (юго-восточная и центральная части), ордовика и девона (северо-западная часть) и позднего докембрия (юго-западное Прибайкалье).

Юрская толща континентальных осадков четко расчленяется на две части: нижнюю — терригенную олигомиктовую и верхнюю — терригенную аркозово-полимиктовую. Олигомиктовая толща имеет мощность от 10—20 до 30—60 м и представлена продуктами переотложения коры выветривания траппов, карбонатно-кварцевых песчаников девона и ордовика (северо-западная часть района), мергелей, алевролитов, аркозовых песчаников и аргиллитов кембрия (центральная и юго-восточная части района) и терригенных пород позднего докембрия (юго-западное Прибайкалье). Сложена она кварцевыми песчаниками и алевролитами иногда с примесью ильменита — в северо-западной части района и каолинито-гидрослюдистыми и каолиновыми глинами, аргиллитами, кремнево-каолиновыми и каолиновыми брекчиями — в остальных его частях. Коэффициент мономинеральности колеблется от 4,1 до 9,5.

Гранулометрический состав отложений характеризуется преобладающим значением мелкозернистых фракций (68,6%), при подчиненной роли грубообломочных пород — песчаников, брекчий и конглобрекчий (31,4%).

Описываемая толща выделяется в составе юрского разреза под наименованием «трошковская свита» которую мы считаем стратиграфическим и возрастным аналогом иреляхской свиты, распространенной в основании разреза юры юго-западной Якутии, и определяем ее возраст как рет-лейасовый.

Верхняя аркозово-полимиктовая терригенная толща в свою очередь расчленяется на три свиты: черемховскую ( $J_1$ ), лежащую на трошковской свите с размывом, присаянскую ( $J_1 - J_2$ ) и кудинскую ( $J_2$ ).

Черемховская свита в низах разреза сложена ритмически переслаивающимися полимиктовыми конгломератами и аркозовыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, в средней части — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями и в верхах — песчаниками и алевролитами. Усредненный коэффициент мономинеральности черемховской свиты по сравнению с трошковской уменьшается до 1,3. Возраст ее определяется как нижнеюрский (средний — верхний лейас).

По гранулометрическому составу отмечается резкое увеличение роли грубообломочных фракций (до 67,6%) и уменьшение количества мелкоземистых фракций (до 32,4%). Мощность свиты изменяется от 180 до 220 м.

Присаянская свита сложена преимущественно аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослойками алевролитов и гумусовых углей. Коэффициент мономинеральности колеблется от 0,9 до 1,8 при среднем значении 1,4. Возраст свиты определяется как нижне-среднеюрский (тоар — аален), мощность ее 200—205 м. Характерно увеличение роли грубообломочных фракций (до 80,9%).

Кудинская свита ложится на присаянскую с размывом и сложена преимущественно полимиктовыми конгломератами в основании и песчаниками — в кровле. Мощность свиты более 80—100 м. Коэффициент мономинеральности в среднем по свите снижается до 1,1.

Значения коэффициента мономинеральности, высчитанные как среднее арифметическое по большому количеству проб приведены в таблице. Из таблицы следует, что

**Изменение коэффициента мономинеральности в осадках Иркутского угленосного бассейна**

Отдел	Свита	Подсвита	Количество проб	Среднее значение коэффициента мономинеральности
Средняя юра	Кудинская	—	10	1,1
		Верхняя	75	1,1
	Нижняя	91	1,5	
Нижняя юра	Черемховская	Верхняя	342	1,4
		Нижняя	50	1,2
Триас	Трошковая	—	151	6,2

наибольшей зрелости породы достигают на границе триаса и юры. Наибольшие значения коэффициента соответствуют породам трошковой свиты. Они отражают своеобразную обстановку, характерную для эпохи формирования и размыва доюрской коры выветривания, продукты которой порой широко распространены в некоторых районах не только Восточной, но и Западной Сибири, Казахстана, Урала. Породы, аналогичные трошковским, описаны нами в северо-восточной части Ангаро-Виллюйского прогиба западного борта Виллюйской синеклизы под наименованием иреляхской свиты. Они также характеризуются господством элювиально-делювиальных, ложковых и озерно-болотных фаций, реже фаций русел с вялым течением, сформировавшихся в условиях теплого и влажного климата, на фоне затухающих медленных дифференциальных движений.

Осадки трошковой свиты и ее аналогов характеризуют эпоху завершения герцинского цикла тектогенеза или осадочный комплекс, по терминологии, применяемой авторами литолого-формационного метода. Данные, приведенные в таблице показывают, что наибольшей полимиктовостью характеризуются осадки нижней подсвиты черемховской свиты и верхней подсвиты присаянской свиты. Наоборот, породы верхов черемховской и низов присаянской свиты относительно более зрелые. Следовательно, если к осадочной серии отнести толщу, заключенную между двумя горизонтами наиболее зрелых пород, то осадочная серия охватывает интервал между верхами триаса и верхами лейаса. Отметим, что для юрских осадков, выполняющих прогибы и впадины центральной части Сибирской платформы, также характерно повышение коэффициента мономинеральности пород в верхней части лейаса. В пределах Западно-Сибирской низменности граница между сопряженными осадочными сериями юры проводится также в верхах лейаса. Таким образом, мы констатируем очень близкое совпадение возрастных уровней, ограничивающих рэт-лейасовую осадочную серию в пределах весьма большой территории.

Наиболее высоким значениям коэффициента мономинеральности соответствуют наименьшие содержания грубообломочной фракции. Наоборот, по мере уменьшения коэффициента мономинеральности отмечается систематическое увеличение роли грубообломочного материала. Это подтверждает выводы авторов литолого-формационного метода об обратном характере кривых, отражающих зрелость пород и их гранулометрический состав.

Примечательно, что основные проявления полезных ископаемых (кроме углей) и их наибольшие концентрации приурочены к трошковой свите — на юге платформы (россыпи, высокоглиноземистые аргиллиты, керамические глины, стекольные и формовочные пески) и к иреляхской свите — в юго-западной Якутии (алмазы, ильмениты, кварцевые пески), то есть к основанию комплексов и осадочных серий. Коэффициент мономинеральности может служить более или менее надежным показателем степени перспективности осадков на те или иные полезные ископаемые.

Мы полагаем, что для изучения континентальных отложений мезозойских прогибов и впадин Сибирской платформы применение методик литолого-формационного анализа вполне оправдано. Опыты наших исследований подтверждают выводы В. П. Казаринова, полученные им и его сотрудниками в результате широкого применения литолого-формационного метода, об одновременности фаз тектогенеза в мезозое на территории всей Сибири от Урала до восточных границ Сибирской платформы и о приуроченности основной массы полезных ископаемых к осадкам на границах между осадочными комплексами и сериями, характеризующимися, как правило, относительно высокой зрелостью, легко обнаруживаемой через повышение коэффициента мономинеральности.

ВостСибНИИГГИМС  
Иркутское геологическое управление  
Иркутск

Дата поступления  
5.VI.1965

УДК 553.1

## ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ОСВЕЩЕНИИ В. П. КАЗАРИНОВА

Н. М. СТРАХОВ

1965

Как видно из статей, опубликованных в журнале «Литология и полезные ископаемые» № 5 (1964), авторы и сторонники литолого-формационного метода не посчитали нужным что-либо воспринять из достаточно серьезной критики в их адрес. «Дискуссия, прошедшая, на майском семинаре, и дальнейшая работа по анализу критических статей,— пишет В. П. Казаринов,— еще более убедила нас в правильности основных положений литолого-формационного метода».

Я не ставлю себе задачей переубедить В. П. Казаринова и его сторонников, так как при занятой ими позиции это довольно безнадежно. Но я хотел бы обратить внимание читателей на некоторые теоретические представления авторов метода о литогенезе, ибо разбор их показывает литолого-формационный метод — и выросшие на его базе обобщения — в ином свете, чем это пытаются сделать его сторонники.

### 1. О ТРЕХ ПОСТУЛАТАХ, ЛЕЖАЩИХ В ОСНОВЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ В. П. КАЗАРИНОВА

В самом же начале статьи В. П. Казаринов формулирует ряд идей, которые им принимаются как данные, как постулаты, определяющие его подход к анализу фактического материала.

*Первый постулат* гласит следующее:

«Литолого-формационный метод утверждает, что вещественный состав осадков определяется стадиями развития континента». «Осадконакопление всегда контролировалось режимом суши... для внутренних и окраинных морей континентальных блоков, представляющих собой части когда-то разобщенной сиалической оболочки».

При беглом чтении этот постулат кажется правдоподобным. Но более близкое рассмотрение его открывает другое. Постулат этот более или менее приемлем лишь для случая, когда исследователь имеет дело с водоемами, замкнутыми, лишенными связи с океанами или другими крупными бассейнами. В этом случае, действительно, в бассейне рано или поздно может осесть то, что в него вносилось. Но реализуется это далеко не всегда, а лишь в условиях аридного климата и только при длительном существовании водоема. В климате гумидном легко растворимые соли (NaCl, KCl, CaSO<sub>4</sub>, MgSO<sub>4</sub> и др.) никогда насыщения не достигнут и в осадок не перейдут, ибо избыток влаги над испарением исключает возможность концентрирования растворов.

У водоемов, имеющих связь с океаном или другим крупным бассейном, всегда существует более или менее активный водообмен, при котором в одних случаях часть растворенных веществ уносится из внутриматерикового бассейна в океан, в других, — наоборот, вносится из океана в бассейн и садится в нем. В обоих случаях соответствие аутигенного осадкообразования в бассейне составу материала, поступающего с его водосборов, нарушается, и порою весьма резко.

Палеогеографические карты показывают, что совершенно подавляющее большинство платформенных морей не было замкнутым, но широко сообшалося как с океанами, так и с геосинклинальными морями, которые в свою очередь были связаны с областями, где допускается существование древних океанов. При таких палеогеографических соотношениях свободный водообмен между водоемами был неизбежен и, следо-

еательно, говорить о полном соответствии аутигенного осадкообразования в каждом море составу поступающих в него водосборов растворенных веществ нельзя.

Сами отклонения от соответствия были различны в разных обстановках и вполне закономерны. Как известно, ни в одном море гумидного климата — фравом или внутрисконтинентальном — не садятся сейчас и не садились в прошлом ни  $\text{NaCl} + \text{KCl}$ , ни сульфаты  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Na}$ . В ряде случаев не садились даже  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$ , ибо физико-химические и биохимические условия в бассейне «не разрешали» этой садки. Все эти компоненты, поступив в водоем с речными водами, выбрасывались затем в океан и шли на пополнение его запасов солей. В морских водоемах аридной зоны, напротив, всегда садились карбонаты  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ , часто силикаты магния, а на определенной стадии также сульфаты магния, хлориды  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Mg}$  и многие микроэлементы ( $\text{F}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{Vg}$  и др.). Но седиментация эта питалась в данном случае вовсе не поступлением растворенного материала с прилегающих участков суши (такое поступление, если и было, имело исчезающе малое значение), а притоком океанской воды, приносившей с собой разнообразный комплекс солей. Такой генезис морских карбонатных, сульфатных и галито-калиевых пород сейчас общепризнан и не считается с ним нельзя.

Океанское происхождение солей в выпаривающихся аридных водоемах и их независимость от состава водосборов обусловили замечательное постоянство в смене одних хемогенных отложений другими: известняков — доломитами, доломитов — гипсами или ангидридами, последних — каменной солью, а потом — калийными солями вплоть до эвтонической стадии, когда садились богатые бромом карналлит, бишофит и бораты. В этой стадийной седиментации галогенного бассейна все — от втекавшей в него океанской воды и ничего — от аридного водосбора, окружавшего водоем. В данном случае, следовательно, аутигенная седиментация в бассейнах вовсе не отвечала материалу, поступающему с их водосборов. Нужно напомнить также, что на больших участках геосинклинальных морей геологического прошлого имел место подводный или наземный (островной) вулканизм, поставлявший пирокластический материал и гидротермы. Эти эвгеосинклинальные площади на весь период действия вулканизма вообще выключались из-под влияния тех материковых блоков, среди которых (или на краях которых) геосинклиналь располагалась. Стало быть и в данном случае применение постулата В. П. Казаринова исключается.

Таким образом, ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что аутигенное породообразование в бассейнах находилось в гораздо более сложных соотношениях с поступлением растворов с их водосборов, чем это изображается постулатом В. П. Казаринова. Постулат этот совершенно не отражает природные взаимосвязи. Он не выведен из их анализа и, — что особенно важно! — не может быть выведен.

Второй постулат не сформулирован В. П. Казариновым с такой отчетливостью, как первый, но сущность его очевидна из следующих сопоставлений. 1) «Вещественный состав осадков определяется стадиями развития континентов»; 2) «Процесс тектонического развития через рельеф континента и количество движения в единицу времени (что это такое? — Н. С.) регулирует состав и количество терригенного и хемогенного материала, поступающего в бассейн седиментации. Климат то ускоряет, то тормозит постоянно идущий на континенте процесс химического выветривания» (там же). Из этих двух положений с неизбежностью вытекает третье: осадконакопление в бассейнах (внутриконтинентальных и краевых) контролируется тектоническим режимом водосборов; климат лишь видоизменяет в некоторой степени то, что предопределено тектоническим режимом. Это и есть второй постулат в теоретических воззрениях В. П. Казаринова. Им утверждается примат тектонического режима в механизме осадочного породообразования над другими факторами, в частности над климатом.

Согласиться с такой трактовкой, однако, невозможно. В сходных тектонических условиях, например на платформах, при их вялом тектоническом режиме, в гумидном климате возникала мощноразвитая кора выветривания, россыпи многих минералов, каолиновые месторождения, бокситы, руды железа и марганца, огромные месторождения углей и вообще повышенные кларки  $\text{C}_{\text{орг}}$  в породах. Но здесь никогда не формировались ни мощные доломитовые толщи, ни месторождения гипсов и ангидридов, ни толщи каменной и калийных слей, короче говоря, — никаких галогенных отложений с сопутствующими им малыми элементами ( $\text{F}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Vg}$  и др.). Этот последний комплекс осадочных образований, напротив, возникал только на тех платформах, которые частично или целиком находились в аридных зонах; но в этих случаях зато никогда не формировалось комплекса осадков, свойственного гумидным участкам платформ. *Никакие изменения тектонического режима сами по себе не в состоянии превратить гумидные комплексы в аридные и, наоборот, пока не произойдет соответствующей смены климатического режима.* Что же касается областей ледового климата, — например, типа современных Антарктиды и Гренландии, — то при любом тектоническом режиме на них не возникало и не могло возникнуть по господствовавшим там физико-географическим условиям ни гумидного, ни аридного комплекса пород и вообще аутигенных осадочных образований. Совершенно очевидно, что *тектониче-*

ский режим сам по себе, без нужных климатических условий, не в состоянии создать какого-либо аутигенного породообразования.

Реальные соотношения климатического и тектонического режимов в создании осадочных пород были совершенно иными. Во все периоды послерифейской истории Земли на ее поверхности существовала широкая литогенетическая зональность осадконакопления, характер которой я попытался отразить в основных чертах на картах, опубликованных в первом томе «Основ теории литогенеза». Эта зональность создавалась типами климатического режима — ледовым (бореальным), гумидным, аридным, — обусловленными общей циркуляцией атмосферы. В формировании этой планетарной зональности осадкообразования и сказывается роль климатического фактора в литогенезе.

В пределах климатических зон локальные изменения климатических условий имеют сейчас (и имели в прошлом) ограниченную силу, и потому на первый план в воздействии на литогенез выступал тектонический фактор, варьировавший здесь в весьма широком диапазоне интенсивностей. На локально же ограниченных участках, где движения земной коры были особенно интенсивны и сопровождались вулканическим процессом, действие климатического фактора вообще практически прекращалось и возникал особый тип вулканогенно-осадочного процесса. Таким образом, сила воздействия на литогенез климатического и тектонического факторов резко и закономерно варьировала от одного участка земной поверхности к другому. Эти вариации обуславливались общей жизнью соприкасающихся геосфер: атмосферы с ее планетарной циркуляцией и тектоническим режимом литосферы, контролируемым эндогенными процессами.

Третий постулат В. П. Казаринова звучит так.

«Выпадение в осадках (?—Н. С.) малоподвижных элементов (Al, Fe, Mn) контролируется главным образом величиной рН бассейна. Другие элементы выпадают в осадок при достижении насыщения и пересыщения раствора. Для Si, Ca, Mg насыщение достигается в эпохи их усиленного поступления в море, причем климатический фактор может ускорять этот процесс. Для сильноподвижных элементов (Na, K, S, Cl) и, возможно, в какой-то мере для Mg, насыщение наступает лишь при дополнительном воздействии сухого климата. По способу выпадения в осадок, так же как и по подвижности, элементы образуют генетический ряд. Возможно, что некоторые элементы этого ряда обладают переходными свойствами».

По поводу этих утверждений нужно сказать, прежде всего, что ни в одном из реально существующих в природе типов литогенеза генетический ряд элементов, наметченный В. П. Казариновым, не обнаруживается. В гумидном типе мигрируют в растворах и осаждаются: Al—Fe—Mn—P—CaCO<sub>3</sub>—MgCO<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>, но отсутствуют все остальные члены ряда В. П. Казаринова. В аридном — мигрируют и садятся из растворов: Cu, Pb, Zn, P, CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, CaSO<sub>4</sub>, сульфаты Na, Ca, хлориды Na, K, Mg, Ca, но не принимают участие Al—Fe—Mn. В ледовом — аутигенные накопления всех названных элементов вообще не имеют места. В вулканогенно-осадочном типе наряду с соединениями Fe, Mn, P, SiO<sub>2</sub> мигрируют и накапливаются в осадках также большие массы Cu, Pb, Zn и других элементов, так что некоторые черты гумидного породообразования здесь сочетаются с некоторыми признаками литогенеза аридного. В природе, следовательно, существует не один генетический ряд элементов, а три непохожие друг на друга ряда. Стягивать элементы в один генетический ряд — значит просто располагать их по химическим свойствам, т. е. заниматься общей химией элементов, а не геохимией, не их ассоциациями в природных процессах. Конечно, для познания геохимии литогенеза нужно иметь представление о химических свойствах и соотношениях элементов, но химия — лишь введение к геохимии; природные их генетические группировки это совсем не то, что группировки чисто химические. В. П. Казаринов не различает два эти разных подхода, и геохимическая группировка элементов у него подменяется чисто химической — старая ошибка умозрительного теоретизирования.

В третьем постулате В. П. Казаринова утверждается реальность лишь химической сдвки всех членов «генетического ряда» и полностью пропускается их биогенное осаджение. Но в природе оно все же существует и существовало в прошлом для CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> и других элементов в бассейнах гумидных зон и в слабоосолоненных водоемах зоны аридной. При этом действие биогенного осадкообразования вовсе не сводилось к простому ускорению химических процессов, которые шли бы и без него, как это полагали в начале сороковых годов. Вмешательство организмов делало возможным накопление кремнистых, известковых и известково-доломитовых пород, а также SrSO<sub>4</sub>, в таких обстановках и условиях, в которых без организмов названных пород вообще не возникало бы. Организмы вместе с тем создавали несоответствие фациальных профилей биогенных пород геохимической подвижности главного слагающего их элемента (Страхов, 1950, 1954, 1960).

Наконец, третий постулат сформулирован так, как будто осадочное породообразование в истории Земли всегда протекало в одних и тех же формулах. В постулате не видно никакой эволюции литогенеза от древних эпох к современной. Но она все же существовала. Напоминать об этом сейчас как-то уже неловко, но приходится, когда сталкиваясь с высказываниями, подобными разбираемому.

Обозревая разобранные постулаты В. П. Казаринова, не трудно видеть, что ни один из них не отвечает природным процессам, не выведен из них и не может быть выведен. Все они созданы умозрительно и имеют характер императивных утверждений. Обосновывать литолого-формационный метод таким теоретическим кредо — все равно, что строить здание на легкоразмываемом песке.

Посмотрим теперь, как рисует В. П. Казаринов генезис отдельных осадочных пород, и прежде всего кремнистых накоплений, играющих в его историко-геологических выводах особую роль.

## 2. О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ПАЛЕОГЕНЕ И МЕЗОЗОЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В. П. Казаринов не допускает биогенного генезиса этих пород, но настаивает на хемогенно-биогенном их происхождении. Мотивы для этого следующие: 1) «С позиций органогенного происхождения кремнистых пород нельзя объяснить фациальной смены опок в сторону берега кварцево-глауконитовыми песками и глинами. Нельзя же думать, что прибрежная часть моря была необитаема для планктона, который, отмирая, и образует массу органогенных кремнистых илов». 2) «Геологическое строение (? — Н. С.) и состав описанных кремнистых пород исключают их только органогенное происхождение. Нельзя же думать, что основная кремнистая масса опок произошла за счет полного, без остатка преобразования, скажем, в эпигенезе, органических остатков и в то же время в ней сохранились ажурные раковинки радиолярий и скорлупки диатомей без видимых в шлифе признаков растворения. Да и вообще осадки эоцена на низменности (Западно-Сибирской. — Н. С.) почти не претерпели вторичных преобразований». 3) «А как объяснить смену опок вверх по разрезу и по простираанию диатомитами и радиоляритами? Нельзя же думать, что были столь разные условия существования органогенных кремнистых илов в одном и том же бассейне».

Нужно сказать, что возражения В. П. Казаринова биогенной концепции не оригинальны. Их приходится часто слышать и читать, причем и выход из указанных трудностей авторы видят обычно именно в комбинации химического и биогенного процессов формирования кремнистых пород. Это обстоятельство заставляет остановиться на анализе проблемы с некоторыми подробностями и прежде всего выяснить, так ли уже неустраняемы выдвигаемые В. П. Казариновым затруднения?

Нет никаких сомнений в том, что прибрежные зоны, где шло отложение кварцево-глауконитовых песков, также были населены диатомовым (иногда радиоляриевым) планктоном. Но кремневые их раковины в силу своих малых размеров и очень небольшого удельного веса не могли в сколько-нибудь значительной степени захороняться в осадках зоны взмучивания. Движениями воды они вымывались и сносились в более спокойные и глубокие места, т. е. в зону глинистых илов, дополнительно обогащая их  $\text{SiO}_2$ . Внутри же области пелагической седиментации места накопления кремнистых осадков отвечали участкам наиболее значительного развития диатомей и радиолярий в планктонной пленке. Этот механизм исчезновения биогенного кремнистого компонента из осадков прибрежных зон был описан давно, — в книге «Образование осадков в современных водоемах» (Страхов, 1954), и вошел в литературу.

Для понимания дальнейшего важно познакомиться с судьбой биогенного кремнезема в современных морях и океанах. Раковинки отмерших диатомей находятся здесь в воде, содержащей от 0,5 до 2—3 мг/л  $\text{SiO}_2$ , т. е. резко недосыщенной кремнеземом (для насыщения требуется 100—120 мг/л). Естественно, что немедленно после смерти клеток начинается растворение кремневых створок. По наблюдениям над составом взвеси в водах Индийского океана, сделанным О. Т. Козловой (1964) и А. П. Лисицыным (1964), «быстрое растворение панцирей диатомей, начинающееся сразу же после гибели клеток, приводит к тому, что на глубинах около 100 м почти полностью исчезают все тонко-окремненные диатомей (*Porosira dichotomica*, *Thalassiosira tcherniae*, *Chetoceras skeleton*, *Fragillariopsis cylindricus*, *Nitzschia barkleyi* и др.). Вследствие этого с глубины более 100 м начинается резкое сокращение не только общего количества, но и числа видов диатомей. На глубинах более 100 м происходит более медленное растворение; в конечном счете придонных слоев достигает от 0,9 до 8% исходного количества диатомей на поверхности» (Лисицын, 1964, стр. 29). Изучение самого процесса растворения (Левина, 1960) показало, что оно зависит от многих факторов. Прежде всего — от толщины стенок раковин и от их пористости, что определяет величину поверхности соприкосновения раковинного опала с водой. Толщина кремневых стенок у водоросли *Navicula pelliculosa* (пресноводная форма) составляет 0,2—0,6 мк, а у *Coscinodiscus asteromphalus* (морской вид) — 25 мк, т. е. она может колебаться более чем в 100 раз. Стенки многих видов диатомовых пронизаны многочисленными отверстиями микроскопических размеров, имеют выступы и шипы; поэтому удельная поверхность панцирей изменяется весьма сильно. Так, по Д. Левиной (1960), удельная поверхность у раковинки *Navicula pelliculosa* измеряется 123 м<sup>2</sup>/г, у *Coscinodiscus aste-*

*romphalus* — 89 м<sup>2</sup>/г, а у ископаемых всего 22 м<sup>2</sup>/г. Но чем тоньше стенки раковин и чем больше их удельная поверхность (т. е. поверхность соприкосновения с растворителем) тем быстрее идет их растворение.

Очень большое значение имеет состав панцирей. Раковинки одних видов сложены кремний-органическими соединениями, сходными с пектиновыми кислотами. Раковинки других — опалами. Последние — аморфны, содержат воды от долей процента до 34% и отличаются поэтому существенно другой растворимостью. Действие указанных выше факторов приводит к тому, что наибольшей устойчивостью при растворении обладают спикулы губок, меньшей — раковинки радиолярий, и еще меньшей — створки диатомей, причем у разных видов не одинаковой. Кроме воиств самих кремневых раковин, важными факторами различий их растворимости в разных случаях являются условия среды, в частности ее рН и температура. С повышением рН от 7 до 8,5 (что обычно в природных условиях) растворимость кремнезема несколько возрастает; это видно на фигуре. Значительно эффективнее действие температуры: при повышении ее от 0 до 22° растворимость кремнезема увеличивается вдвое (см. фигуру). Аналогичный эффект дает рост температуры от 10 до 35°. Но растворимость раковинок диатомей в морской воде и пресной различается лишь весьма мало.

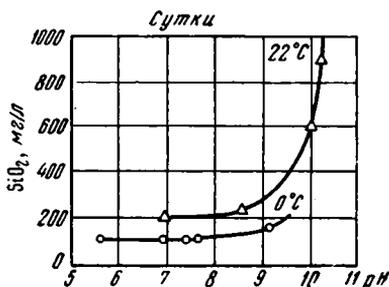
Совокупное действие перечисленных факторов достаточно объясняет как интенсивное растворение панцирей диатомовых в процессе длительного их падения через 3—5-километровую толщу океанской воды, так и происходящую при этом селекцию форм: до дна доходят только раковинки форм наиболее устойчивых к растворению по их структурным условиям и по типу слагающего их опала.

Посмотрим теперь, как обстояло дело в эоценовом море Западно-Сибирской низменности.

После отмирания диатомового (и радиоляриевоего) планктона раковинки их падали на дно и, наконец, захоронялись. При падении некоторая (наименее устойчивая) их часть подвергалась более или менее значительному растворению, более же стойкие формы достигали дна. Так как глубины платформенного эоценового моря были сравнительно небольшими и едва ли превосходили 100—150 м, то растворение раковин в процессе падения было ослаблено и на дно поступало гораздо больше неустойчивых раковинных форм, чем на дно современных океанов. При этом доля неустойчивых форм, вероятно, существенно варьировала от одной области дна к другой: она была повышена на мелководных площадях, понижена — на более глубоких. Но и внутри мелководий (так же как и глубоководий) процент неустойчивых форм не мог быть постоянным, но менялся от точки к точке, так как набор и популяции видов в разных точках самой планктонной пленки, как известно, не отличаются постоянством. Так, уже в процессе седиментации на дно, где формировались кремневые осадки, поступал достаточно неоднородный материал, содержащий наряду с устойчивыми формами также и формы, способные к превращениям в диатогенезе; особенно важно, что соотношения устойчивых и неустойчивых форм варьировали от одной даже очень близко расположенной точки осадка к другой, от более мелководных участков к более глубоководным.

В диатогенезе происходила реализация этой неодинаковой способности биогенного кремнезема к дальнейшим преобразованиям. Суть преобразований сводилась к трем процессам. Биогенный кремнезем растворялся и постепенно накапливался в иловых водах до высоких концентраций (в современных илах до 70 мг/л). Часть его затем осаждалась вновь, образуя наименее растворимые формы абиогенного аморфного (обычно глобулярного) опала. Другая — диффундировала в наддонную воду и навсегда покидала данный осадок. В итоге всех этих процессов количество биогенного опала в осадке все уменьшалось, а аморфного (глобулярного) все возрастало. А так как количество неустойчивых форм раковинного опала в разных точках диатомового осадка уже при самом формировании его сильно варьировало, то в результате диатогенеза, естественно, получались породы с сильно изменчивыми соотношениями аморфного (или криптокристаллического) и раковинного опала. Возникала та изменчивость структурных черт кремнистых пород по их пространению и в вертикальном разрезе, которая вызывала такое недоумение у В. П. Казаринова.

Нужно сказать, что в диатогенезе кремнистых осадков не просто реализовались первичные (седиментационные) неоднородности исходного биогенного материала, но рядом обстоятельств они усиливались и, вероятно, порою значительно. Известно, что физико-химическая среда в осадке отличается пестротой; в частности, величины рН резко варьируют от 6,3-6,5 до 7,8-8,2. Это обстоятельство не могло не вызывать усиленного раство-



Растворимость кремнекислоты в зависимости от pH и температуры

рения раковинного кремнезема в точках с повышенными рН и ослабленного — в точках с пониженными его величинами, благодаря чему один и тот же по составу исходный биогенный комплекс превращался после завершения диагенеза в кремнистую породу с различающейся микроструктурой, в частности с разным соотношением аморфного и биогенного опада. Та же пестрота физико-химических условий вызывала перетекание растворенного кремнезема из одних точек осадка в другие с образованием здесь разностей кремневой породы, особенно богатой аморфным опалом. Наконец, на участках с повышенными скоростями осадконакопления диффузионное перетекание растворенного  $\text{SiO}_2$  из осадка в наддонную воду прекращалось быстрее, чем на участках с замедленной седиментацией. В первых, следовательно, растворение биогенного кремнезема было ослаблено и раковинок диатомей в породе сохранялось больше, чем на участках вторых. Все эти процессы дополнительно усиливали различия в содержаниях аморфного и биогенного кремнезема в породах после завершения диагенеза (и, может быть, также раннего катагенеза?).

В итоге чисто биогенный кремнистый осадок с неизбежностью превращался в породу, в которой присутствуют сейчас и биогенный и аморфный опал в значительно и быстро варьирующих соотношениях как по простирацию пласта, так и на вертикальном его разрезе. Вот почему мы и наблюдаем на разных стратиграфических горизонтах, с одной стороны, почти чисто биогенные кремнистые породы, с другой, — почти чисто абиогенные, да и внутри одного и того же горизонта типы кремнистых пород с большим количеством остатков диатомей быстро сменяются афанитовыми, опаловыми, почти лишенными диатомей.

Недоуменно вопрошать, как объяснить все эти вариации структур кремнистых пород при общем их биогенном происхождении можно только в том случае, если подходить к генезису этих пород умозрительно, игнорируя существующие данные о преобразованиях биогенного кремнезема и о диагенетических (+раннекатагенетических) процессах вообще. Но, если учитывать все эти данные, то в биогенной трактовке кремнистых пород эоцена (и верхнего мела) Западно-Сибирской низменности вовсе не оказывается неустранимых трудностей; она достаточно аргументирована.

Иначе обстоит дело с гипотезой химико-биогенной, которой придерживается В. П. Казаринов.

Рассмотрим условия, которые должны быть соблюдены для того, чтобы намеченная им генетическая схема могла быть реализована в эоценовом бассейне.

Чтобы химическая садка  $\text{SiO}_2$  в нем могла идти, необходимо, чтобы содержание растворенного кремнезема в воде не снижалось ниже 120—150 мг/л, ибо именно такое количество кремнезема насыщает морскую воду при  $t \sim 15^\circ$ , которую, по В. П. Казаринову, должно было иметь эоценовое море в северной части Западно-Сибирской низменности, где накопились кремнистые осадки. Точнее же говоря, содержание  $\text{SiO}_2$  должно было быть выше 120—150 мг/л, ибо химически осаждалось только то, что превосходило величину насыщения.

Но в эоценовом бассейне жили еще диатомей и радиолярии, экстрагировавшие кремнезем. Стало быть, реальное содержание растворенного  $\text{SiO}_2$  должно было быть значительно больше 120—150 мг/л, ибо фитопланктон, как известно, весьма активный потребитель  $\text{SiO}_2$  и в этом отношении является весьма серьезным конкурентом химического осаждения. Только значительный избыток  $\text{SiO}_2$ , притом непрерывно пополняемый, мог обеспечить одновременное течение обеих конкурирующих реакций: химической садки и биогенного извлечения.

Иначе говоря, вода эоценового бассейна должна была быть резко пересыщена  $\text{SiO}_2$  и это состояние пересыщения должно было непрерывно поддерживаться его новыми поступлениями.

Нетрудно показать, однако, что с континента столь пересыщенные кремнеземом воды поступать не могли. В самом деле. Речная вода получается смешением поровых вод, высачивающихся из коры выветривания с водами метеорными. В поровых водах кселиновой коры, даже при насыщении их кремнеземом, могло содержаться максимум 120—150 мг/л, отвечающих 15-градусной средней температуре года тех времен. Воды же метеорные практически не содержат теперь и не содержали в прошлом растворенного кремнезема. Следовательно, конечная концентрация его в речной воде должна быть намного ниже 120—150 мг/л, требующихся даже только для насыщения. Поступая в бассейн, такие воды понижали содержание  $\text{SiO}_2$  в его воде и не содействовали химической садке кремнезема, а исключали ее. К этому нужно добавить, что ведь эоценовое море питалось не только речной водой со своих водосборов. Оно было связано водообменом с океаном на севере и со Среднеазиатским морем на юге. Если вода соседних бассейнов не была пересыщена кремнеземом в такой же степени как и вода эоценового моря Западно-Сибирской низменности, то поступление ее в этот бассейн должно было также тормозить химическую садку  $\text{SiO}_2$ . Оставляя в стороне Полярный бассейн, можно утверждать, что по крайней мере вода южных среднеазиатских морей в эоцене не обладала концентрациями кремнезема выше нормы насыщения, ибо кремнистых пород в этих бассейнах не накапливалось.

Итак, и питание с суши, с водосборов, и водообмен с южным морем не могли со-

здать в эоценовом бассейне того большого пересыщения воды кремнеземом, какое необходимо для одновременного течения в нем и биогенной и хемогенной садки кремнезема.

Ситуация, требуемая концепцией В. П. Казаринова, столь фантастична и нереализуема в природе, что принимать ее всерьез, конечно, невозможно<sup>1</sup>.

Ссылаясь на работу Д. Байена, Д. Контуа и В. Томаса (1958), В. П. Казаринов ищет выход в допущении, что кремнезем сорбировался в устьевых частях рек тонкой терригенной мутью и вместе с ней поступал в отдаленные части бассейна, где и формировал кремнистые породы. Но ведь сорбированный компонент (в данном случае  $\text{SiO}_2$ ) всегда составляет ничтожную долю сорбента (от долей до 2—3%). Как же можно таким способом сформировать кремнистую породу?

Ссылаясь на Хуэнга, В. П. Казаринов считает возможным также допустить коагуляцию  $\text{SiO}_2$  электролитами морской воды. Но  $\text{SiO}_2$  образует споспобные к коагуляции золи лишь при содержаниях свыше уровня его растворимости, т. е. при содержаниях его больше 120—150 мг/л (для эоценового бассейна). При недосыщении морской воды золи и гели  $\text{SiO}_2$  диспергируются, давая истинные молекулярные растворы (Okamoto, Okuga, Goto, 1957).

Имеются экспериментальные работы, доказывающие возможность осаждения  $\text{SiO}_2$  из недосыщенных и даже сильно разбавленных его растворов гидроксидами  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  (Harder, 1965). Но соотношения в осадке между содержаниями осадителя и  $\text{SiO}_2$  таковы, что совершенно исключают возможность использования этих экспериментов для объяснения генезиса кремнистых пород. Они интересны лишь как указание на возможность хемогенного образования некоторой части глинистых осадков, да, собственно, и ставились, в этих целях.

Таким образом, В. П. Казаринову не удалось найти реальных путей преодоления тех трудностей, какие создает его биогенно-хемогенная гипотеза формирования мезозойских и кайнозойских кремнистых пород. Думаю, что их вообще преодолеть нельзя, а нужно сделать другое: оставить эту гипотезу, как неоправданную, и обратиться к тректовке всех послерифейских платформенных (частью и геосинклинальных) кремнистых пород в качестве биогенных, подвергшихся существенной переработке в диагенезе и раннем катагенезе. Хемогенная или хемогенно-биогенная концепция приложима в некоторых случаях лишь к тем послерифейским эвгеосинклинальным кремнисто-сланцевым и яшмовым толщам, которые подчинены вулканогенно-осадочным комплексам и накопились вблизи вулканических очагов.

В раннем докембрии, когда еще не существовало организмов с кремневой раковиной, а химическое выветривание суши под влиянием обилия  $\text{CO}_2$  в атмосфере было очень сильно, кремнезема в морской воде было много; он насыщал и даже пересыщал ее; этому содействовал также сильный вулканизм тех эпох. В этих условиях единственной формой разгрузки воды от кремнезема была его химическая садка в виде опала и железисто-магнезиальных силикатов (лептохлоритов). Это было время повсеместного формирования джеспилитов. Но с развитием фотосинтеза и быстрой потерей воздухом  $\text{CO}_2$  интенсивность химического выветривания суши стала убывать; поступление  $\text{SiO}_2$  в море уменьшилось. И, когда в какой-то момент протерозоя организмы приобрели способность использовать кремнезем для построения раковин, они быстро снизили содержание  $\text{SiO}_2$  до уровня, уже запрещающего его химическую садку из воды. Химически образованные кремнистые породы отныне уступили место биогенным, в той или иной мере переработанным в диагенезе в аморфные опаловые массы. Поскольку радиолярии и спикулы губок известны уже из протерозойских пород, можно считать в высшей степени вероятным, что с рифея, особенно же с конца его, биогенное кремнеосаждение стало решающим. Исключение составляли только ограниченные по площади ареалы около вулканических очагов, в пределах которых было возможно и чисто хемогенное и биогенное выделение кремнезема.

В заключение не могу не остановиться на приеме, с помощью которого В. П. Казаринов решил в разбираемой статье вопрос о происхождении кремнистых пород.

Как может убедиться читатель, В. П. Казаринов просто отбросил большой материал по геохимии кремнезема в современных морях; он игнорировал и экспериментальные данные по растворимости  $\text{SiO}_2$  в разных физико-химических условиях; тем

<sup>1</sup> Я не останавливаюсь здесь на вопросе о температурах эоценового моря и о подтоке в него холодных вод из Арктического бассейна, ибо к «существованию разбираемой проблемы это отношение не имеет. Напомню только, что в «Основах теории литогенеза» была подчеркнута невозможность перенесения на прошлое абсолютных значений температуры, влажности, солености и других параметров современной физико-географической обстановки. Можно говорить лишь об относительно-холодных, относительно-соленых и т. д. водах в условиях того (в данном случае эоценового) времени. Поэтому я решительно отклоняю попытки В. П. Казаринова приписать мне униформистские концепции. Кстати, то, что в эоцене климат Западно-Сибирской низменности был гораздо теплее, чем современный, мне было хорошо известно и до разъяснений В. П. Казаринова (см. «Основы теории литогенеза», т. 1, 1962, стр. 170).

самым он уклонился от анализа вопроса по существу. Взамен им произведен литературный опрос лиц, занимавшихся кремнистыми породами, и из разногласия мнений принято то, которое отвечает вышерассмотренному третьему постулату. Прием распространенный, но для существа дела вполне бесполезный.

### 3. О ФАКТОРАХ, КОНТРОЛИРОВАВШИХ МАССОВОЕ РАЗВИТИЕ КРЕМНИСТЫХ И ДРУГИХ ОСАДКОВ В МОРСКИХ БАСЕЙНАХ

Давно установлено, что в моменты развития на платформах огромных эпиконтинентальных бассейнов на дне их накапливались особенно большие массы карбонатных и кремнистых пород. В. П. Казаринов уклоняется от истолкования массового карбонатообразования, массовое же развитие кремнистых пород он связывает с формированием каолинового горизонта коры выветривания на водосборах, что вызывало якобы усиленный вынос кремнезема в морские бассейны и садку его здесь.

Нужно сказать, что такого рода концепция представляет собой гипотезу, которую еще требуется доказать; при этом единственным путем доказательств может быть изучение абсолютных масс  $\text{SiO}_2$ , выносимых из коры выветривания на разных стадиях ее развития. Однако такой работы В. П. Казариновом до сих пор не проведено и, следовательно, пропагандируемый им уже многие годы метод и понятие опирается на непроверенную гипотезу.

В руководимой мною геохимической группе ГИН'а Н. А. Лисицыной в настоящее время закончено изучение последовательного выноса ряда элементов, в том числе и кремния из разных горизонтов коры выветривания амфиболитов Украинского кристаллического массива и порфиритов Казахстана. Исследование велось методом абсолютных масс, т. е. учитывалось не только процентное содержание каждого элемента в разных горизонтах коры, но и объемный вес свойственных им пород.

Оказалось, что в коренных амфиболитах и кристаллических сланцах содержания кремния составляют в среднем  $578,2 \text{ мг/см}^3$ . В нижней зоне коры (монтмориллонит-гидрослюдистой) оно убывает до  $361,6 \text{ мг/см}^3$ , в средней зоне (гидрослюдисто-каолининовой) до  $309,2 \text{ мг/см}^3$ , в верхней зоне (каолининовой) до  $242,6 \text{ мг/см}^3$ . Из сравнения этих цифр можно видеть, что при разрушении первичных алюмосиликатов удалялась главная масса кремния —  $216,6 \text{ мг/см}^3$ ; при переходе от слабыветрелых пород нижней зоны к более выветрелой средней  $52,4 \text{ мг/см}^3$  и при образовании зоны каолининовых глин  $66,6 \text{ мг/см}^3$ . То же наблюдается и в коре выветривания порфиритов Казахстана. Среднее содержание кремния в коренном порфирите равно  $599,58 \text{ мг/см}^3$ , что соответствует его среднему содержанию в основных породах вообще (Виноградов, 1956); в нижней монтмориллонит-гидрослюдистой зоне коры оно сокращается до  $292,3 \text{ мг/см}^3$ , а в верхней — каолининовой — до  $264,95 \text{ мг/см}^3$ . Убыль выноса кремния по мере «созревания» коры выветривания здесь видна даже отчетливее, чем на амфиболитах. Мы можем, следовательно, считать твердо установленным, что по мере «созревания» коры выветривания и развития каолинового горизонта вынос абсолютных масс кремнезема, — а стало быть и поступление его в конечный водоем стока, — не возрастают, как решительно, но неверно утверждает В. П. Казаринов, — но, напротив, убывают<sup>2</sup>.

Такое поведение кремния, в сущности, понятно и единственно возможно. Ведь по мере «созревания» элювий начинает слагаться все более устойчивыми минералами, все труднее разрушаемыми агентами поверхностного выветривания. Магматические алюмосиликаты сменяются монтмориллонитом; этот последний гидрослюдами (+ хлоритом), а они в свою очередь каолинитом. Такая замена должна сопровождаться, конечно, только прогрессивным уменьшением выноса кремния с водосборов и убылью абсолютных масс его, поступающих в водоем.

Вывод из этих фактов очевиден. Появление кремнистых пород в моменты наиболее широкого развития эпиконтинентальных морей никоим образом нельзя связывать с интенсивным процессом каолинизации пород на водосборах, ибо усиленный вынос кремнезема из коры свойствен начальным, а не конечным стадиям элювиального процесса.

Но ошибка В. П. Казаринова не ограничивается только неверной оценкой момента усиленного выноса кремнезема: он вообще не представляет себе реального течения выщелачивания элементов при элювиальном процессе.

Чтобы убедиться в этом, посмотрим, как выглядит по данным метода абсолютных масс вынос пяти породообразующих элементов — Na, K, Ca, Mg, Si — из каолиновой коры выветривания, например амфиболитов Украинского массива.

Из табл. 1 следует, что по мере развития элювиального процесса абсолютные массы всех элементов в одном и том же объеме породы (в данном случае в  $\text{см}^3$ ) резко убывают. Все элементы выносятся одновременно, причем наибольшая их потеря происходит на начальном этапе выветривания, когда амфиболит превращается в

<sup>2</sup> Вывод об интенсивном выносе  $\text{SiO}_2$  на самой начальной стадии выветривания пород согласуется с данными В. Таргульяна о речных водах горно-таежных областей (Почвоведение, № 6, 1963).

Таблица 1

Содержания элементов ( $мг/см^3$ ) в разных горизонтах коры выветривания амфиболитов  
(по Н. А. Лисициной)

Горизонты	Na	K	Mg	Ca	SiO <sub>2</sub>	Σ элементов	Потери элементов при переходе от зоны к зоне
Сильноизмененная порода (каолиновая)	1,5	0,84	1,14	3,34	242,6	249,3	71,26
Измененная порода (гидрослюдско-каолинит)	1,56	1,33	2,58	5,69	309,2	320,56	73,84
Слабоизмененная порода (монтмориллонит-гидрослюда)	2,59	2,50	15,25	13,48	361,6	394,4	329,8
Коренная порода (амфиболит)	13,90	6,76	18,00	107,3	578,2	724,2	—

Таблица 2

Состав выносимого материала при формировании разных зон коры выветривания амфиболитов

Горизонты	Na	K	Mg	Ca	Si	Na	K	Mg	Ca	Si
	$мг/см^3$					%				
Сильноизмененная порода (конечный вынос)	0,06	0,49	1,44	2,45	66,8	Сл.	0,9	2,0	3,4	93,7
Измененная порода (промежуточный вынос)	1,03	1,17	12,74	7,79	51,4	1,6	1,6	17,2	10,5	69,0
Начальный вынос из слабоизмененной породы	11,31	4,26	2,75	93,82	218,0	3,9	1,3	0,8	28,0	66,0
Исходная порода	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

монтмориллонит-гидрослюдистую глину. На этом этапе из каждого кубического сантиметра амфиболита выносятся 329,8  $мг$  Na+K+Ca+Mg+Si. При последующем превращении монтмориллонит-гидрослюдистой глины в гидрослюдистую с примесью каолинита выносятся уже только 73,84  $мг/см^3$  тех же пяти элементов, а при превращении последней в каолиновую глину — 71,26  $мг/см^3$ . Суммарный вынос компонентов идет, следовательно, по затухающей кривой. Добавим, что так же выносятся и микроэлементы: Mn, P, Ni, Co, Cu, V, Cr, Zn, Ga, Ti; максимальные потери их приходится на начальную стадию выветривания.

При общем убывании абсолютных масс всех вообще элементов потери каждого из них на разных стадиях элювиального процесса все же не остаются одинаковыми. Это видно из табл. 2, рассчитанной мною по данным табл. 1.

Оказывается, на первой стадии элювиального процесса высокие количества выносимого кремнезема сочетаются с высокими же количествами Ca (в виде CaCO<sub>3</sub>), Na, Mg, K; благодаря этому относительно содержание Si в общем выносе элементов составляет наименьшую величину — 66%. В дальнейшем вынос абсолютных масс Ca, Mg, K, Na падает относительно сильнее, чем вынос Si; это приводит к возрастанию относительной роли кремния в составе выноса. Его относительное содержание поднимается последовательно до 69 и потом до 93,7, хотя абсолютные его массы, повторяю, при этом резко убывают. Так, на фоне общего затухания выщелачивания всех элементов происходит своеобразная трансформация состава выносимого из элювия комплекса: в выносе убывают наиболее подвижные элементы Na, K, Ca, Mg и растет относительное содержание менее подвижного кремния<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Отмечу, что изменения в составе речных вод горных и равнинных областей (например, Кавказа и Предкавказья), на которые неоднократно ссылается В. П. Казари-

В этом сложном механизме В. П. Казаринов видит (и использует) только одну сторону — *изменение в соотношениях между элементами, выносимыми на разных стадиях элювиального процесса*. Но он совершенно упускает тот фундаментальный факт, что одновременно происходит падение абсолютных масс каждого из выносимых компонентов, в том числе и кремнезема. Между тем именно этот факт в данном случае имеет решающее значение. Ведь седиментация в бассейне того или другого компонента (кремнезема,  $\text{CaCO}_3$  и др.) зависит вовсе не от того, как сочетается он с другими, одновременно с ним мигрирующими веществами, а от абсолютных масс компонента, выбрасываемых в бассейн. Это очевидная истина. Но вопреки ей, В. П. Казаринов количественные изменения в накоплении в бассейне того или иного элемента ( $\text{Ca}$ ,  $\text{SiO}_2$  и др.) связывает не с количественными изменениями его выноса из коры, а с качественными трансформациями всего выноса вообще, забывая (или игнорируя) тот кардинальный факт, что эти качественные изменения происходят на базе резкого падения абсолютных масс каждого компонента, удаляемого из коры выветривания по мере ее развития.

Нужно заметить, что реальный вынос масс растворенных веществ убывает по мере «созревания» коры выветривания даже значительней, чем это видно в цифрах табл. 1. В самом деле, формирование коры выветривания начинается при некотором (в разных климатах существенно различном) рельефе, позволяющем процессам химического выветривания опережать поверхностный смыв выветрелых пород. Этому рельефу отвечает определенная начальная мощность промываемого горизонта, отдающего свои компоненты в раствор. По мере развития элювиального процесса даже относительно слабый поверхностный смыв элювия все же постепенно уменьшает мощность промываемого горизонта. Таким образом, *суммарный вынос из него растворенных компонентов становится все меньшим не только потому, что каждая единица объема отдает все меньше  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{SiO}_2$  и др., но и потому, что общая мощность промываемой толщи прогрессивно убывает*. Чем зрелее становится кора — при постоянном базисе эрозии — тем меньше выносится из нее породообразующих компонентов, в том числе и кремнезема. Всякое понижение базиса эрозии будет повышать мощность промываемого горизонта и, увеличивая смыв, как бы омолаживать кору и, следовательно, увеличивать вынос всех компонентов (значит, и  $\text{SiO}_2$ ). Всякое повышение базиса эрозии будет действовать в обратном направлении.

Воспользовавшись изложенными данными, посмотрим, с какими стадиями элювиального процесса связано реально наблюдающееся в природе накопление в водоемах кремнистых пород.

Современная северная зона умеренного климата в Европе и Азии находится на самой начальной стадии развития элювиального процесса; кора выветривания здесь еле-еле обозначается. Между тем накопления кремнезема в водоемах здесь широко распространены. Они установлены во многих озерах Балтийского шита и за его пределами, в крупном оз. Байкал и в Охотском море, причем везде имеют чисто биогенное происхождение. Но в отложениях Полярного бассейна кремнезем не накапливается совсем; раковинки диатомей и радиолярий здесь единичны и содовая вытяжка дает доли процента  $\text{SiO}_2$  (Белов и Лалина, 1961). Что же определяет возникновение кремнистых отложений в одних случаях и отсутствие их в других? По крайней мере три независимых фактора. Прежде всего неодинаковое развитие кремневых организмов в разных водоемах, что контролируется не только и не столько содержанием кремнезема в воде, сколько рядом других обстоятельств — интенсивностью света, обилием питательных солей (P, N, микроэлементов) и т. д. Кремневые организмы гораздо слабее развиты в планктоне Полярного бассейна, чем в Байкале и других озерах; отсюда бескремнистость полярно-бассейновых отложений при наличии кремневых отложений в других северных водоемах.

Очень большое значение имеет привнос разбавляющего терригенного материала. Маленькие озера Балтийского шита лежат среди слаборасчлененного рельефа; смыв терригенного материала в них ослаблен и это обстоятельство, конечно, только способствует возникновению здесь кремнистых отложений, уменьшая разбавление аутигенного  $\text{SiO}_2$ . Но кремнистые осадки возникают и в водоемах, водосборы которых гораздо более расчленены и гористы, как, например у оз. Байкал и у Охотского моря. Причины образования кремнистых отложений в этих бассейнах не одинаковы. В питании оз. Байкал сток растворенных веществ существенно преобладает над стоком взвесей. Это обстоятельство было отмечено мною еще в 1954 г. и подтверждено более нсвой работой К. К. Вотинцева, И. В. Глазунова и А. П. Толмачевой (1965). При такой ситуации в Байкале, как и в малых озерах, продолжает действовать фактор

нов, как на доказательство стадийности выноса из коры разных элементов в разное время, — в действительности не являются доказательством. Ведь и Кавказ и Предкавказье *оба находятся сейчас на самой начальной стадии выветривания*; разница в составе их речных вод отражает просто разницу составов исходных пород и климатических условий, а вовсе не стадии выветривания.

малого разбавления, причем он наглядно сказывается на карте распределения аутигенного  $\text{SiO}_2$  в верхнем слое осадков. Максимальные содержания  $\text{SiO}_2$  — >24% (и до 40%) локализуются у северо-западного побережья озера, в максимальном удалении от р. Селенги, выбрасывающей в озеро наибольшее количество терригенной мути; в непосредственном же соседстве с дельтой р. Селенги и устьями других крупных рек содержания биогенного  $\text{SiO}_2$  в осадке минимальные. В стоке веществ в Охотском море взвеси резко преобладают над растворенным материалом и это, казалось бы, должно исключать образование в нем кремнистых осадков; между тем они имеются, и содержание  $\text{SiO}_2$  в них достигает 30—50%, а в некоторых точках и выше. Решающим фактором являются в данном случае размеры водоёма. Благодаря его огромной площади главная масса терригенного материала оседает по окраинам бассейна, в пелагическую же область поступает мало обломочных частиц, они слабее разбавляют биогенный кремнезем и в пелагиали формируются кремнистые илы (Безруков, 1960).

Из этих примеров видно, что в современных условиях образование кремнистых осадков, *во-первых*, отвечает самым *первым* моментам развития коры выветривания на водосборах; *во-вторых*, контролируется рядом факторов: возможностями существования обильного кремневого планктона, соотношениями в стоке растворов и взвесей, наконец, размерами бассейна; два последних фактора действуют не прямо, а опосредствованно, то усиливая, то ослабляя разбавление кремневого биогенного осадка терригенным материалом.

Нет никаких оснований считать, что рассмотренная ситуация является специфической чертой именно современного геологического момента. Она, несомненно, реализовалась и в прошлые геологические эпохи, в частности в те времена, когда кремнистые породы (или заметное окремнение) ассоциировались с полимиктовыми или мезомиктовыми обломочными породами (а такие случаи известны, см. ниже). Но имеется немало примеров, когда кремнистые породы ассоциируют и с олигомиктовыми обломочными породами и содержат кварцевый материал. В эти эпохи вполне вероятно существование на водосборах более или менее развитой коры выветривания, притом разного типа и разных стадий. Но нужно ясно представлять себе, что *прогрессирующей «созревание» коры на водосборах в этих случаях вовсе не содействовало возникновению кремнистых пород в бассейне, а, напротив, тормозило его, ибо чем выше становилась «зрелость» коры, тем меньше выносилось у нее  $\text{SiO}_2$* . Иными словами, образование кремнистых пород шло вопреки «созреванию коры» и могло иметь место только потому, что тормозящее влияние «созревания» преодолевалось положительным действием других одновременно протекавших процессов.

В эпохи максимальных трансгрессий платформы обладали обычно наиболее выровненным рельефом, и это резко уменьшало вынос в бассейн разбавляющего терригенного материала. Вместе с тем в огромных наплатформенных морях главная масса кластических частиц успевала осесть в прибрежной зоне; в пелагиаль их подавалось мало и, следовательно, условия для формирования кремнистых отложений здесь были особенно благоприятны. Но даже и при такой ситуации образование кремнистых пород реализовалось на платформах не всегда (его не было, например, в верхнеюрское время на Русской платформе), но зависело также и от уровня развития кремневого бентоса и планктона. Кремненакопление имело место лишь в тех платформенных бассейнах, где популяции кремневых организмов были не слишком малы и не вытеснялись огромным развитием известково выделяющих форм. Это означает, что большее или меньшее развитие кремнистых пород в эпохи существования огромных платформенных морей зависело также и от чисто биогенных факторов — конкуренции разных биологических групп. Важное значение этого последнего фактора наглядно демонстрируется в палеогеновых и мезозойских отложениях Русской платформы и Западно-Сибирской низменности. Здесь кремнистые породы локализованы в более высоких широтах, карбонатные — в более низких, ибо биологическая конкуренция на разных широтах складывалась благоприятно в пользу разных групп организмов: на севере — в пользу кремневых, на юге — в пользу известковых.

Как видим, *реальный механизм появления во времени и локализации в пространстве кремнистых пород был весьма сложен и не имеет ничего общего с тем, как рисует его В. П. Казаринов*. В частности, нет — и не может быть! — постоянной привязанности накопления кремнистых пород в бассейнах к какой-либо определенной стадии развития коры выветривания на их водосборах.

Для построений В. П. Казаринова, эта коренная ошибка имеет решающее значение. Ведь кремнистые породы играют в них роль краеугольного камня, на котором зиждится сопоставление стадий бассейновой седиментации со стадиями развития коры выветривания; кремнистым породам отвечает наиболее зрелая кора с мощным каолинитовым горизонтом. На этом принципе строится выделение серий и увязка друг с другом формаций, составляющих серии. Лишившись своей базы, все эти сопоставления повисают в воздухе и оказываются совершенно произвольными. Прделанная В. П. Казариновым работа требует пересмотра от начала до конца.

## 4. О ПАРАГЕНЕЗИСАХ АУТИГЕННЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛЬНЫХ НАКОПЛЕНИЙ

Одной из существенных сторон теоретических представлений В. П. Казаринова является утверждение, что «аутигенные компоненты составляют с соответствующими по зрелости терригенными компонентами характерные парагенетические ассоциации. «Нам пока не известны случаи сочетания бокситов, железных и марганцевых руд, кремнистых пород с низкорзелей терригенной составляющей нормально-осадочного происхождения».

Действительно, бокситы встречаются только в ассоциации с каолиновыми глинами и кварцевыми песками; это и естественно, ибо бокситовые месторождения возникают путем перемыва наиболее «зрелых» глиноземных горизонтов латеритной коры выветривания. Но парагенезы железных и марганцевых руд гораздо сложнее. Так, сидеритовые месторождения, столь типичные для паралических угленосных толщ предгорных прогибов и образующие здесь нередко огромные (миллиардные!) накопления, — например, в С<sub>2</sub> Англии, Рура, Силезии, частично Донбасса и др., — сочетаются с мезомиктовыми и даже с полимиктовыми песчаными породами. По В. П. Казаринову, — это запрещенные ассоциации. В огромном олигоценовом бассейне юга СССР южно-украинские марганцевые руды ассоциируют с типичными кварцевыми песками; на Мангышлакском месторождении — с мезомиктовыми; в Чиатурском месторождении — даже с полимиктовыми. Верхнепермское Улутелякское марганцевое месторождение Южного Урала по всей историко-геологической обстановке может замещаться обломочными толщами только полимиктового типа или близкими к нему. Эти соотношения также не укладываются в схему В. П. Казаринова. В хадумском горизонте Грузии совместно с полимиктовыми и мезомиктовыми песчаниками и марганцевыми рудами встречаются и кремнистые (спонголитовые) песчаники; кремнистость свойственна и этим рудам. Вновь противоречие со схемой. Также сложны и изменчивы соотношения карбонатных пород с терригенными. Карбонатные породы С<sub>2</sub> Донбасса и, вообще, паралических толщ ассоциируют с мезомиктовыми и полимиктовыми обломочными породами. Полимиктовые, приближающиеся к аркозам, красноцветные отложения верейского горизонта Московской синеклизы ассоциируют также с карбонатными породами и в них постепенно переходят в восточном направлении. Но в верхнем мелу Русской платформы чистейший мел переходит в архитипичные кварцевые песчаники; то же самое в нижневизейских породах той же платформы и в нижнефранском веке — в Заволжье. Эта ассоциация запрещена схемой В. П. Казаринова.

Таким образом, реальные соотношения аутигенных пород и руд с терригенными компонентами гораздо сложнее, чем это представляет В. П. Казаринов.

Только накопления весьма мало геохимически подвижного Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ассоциируют со строго определенными по минеральному составу песчано-алевритовым и глинистым материалом, а именно кварцево-каолиновым. Накопления более подвижных Fe, Mn, P комбинируются уже с более варьирующими по составу песчано-алевритовыми и глинистыми комплексами, а у известняков и кремнистых пород связь аутигенного и терригенного компонентов становится наименее определенной. Такие соотношения вполне закономерны. Ведь по мере увеличения геохимической подвижности растворенных компонентов уменьшается связь образованных ими пород с континентом и с той физико-химической обстановкой на водосборах, где рождаются — в ходе выветривания — как аутигенные, так и терригенные составные части пород. Одновременно увеличивается роль смещения веществ, происходящих из разных питающих провинций. Эти обстоятельства и ослабляют прогрессивно четкость и силу корреляции между аутигенными (химико-биогенными) и терригенными компонентами пород.

Но в вопросе о парагенезисах осадочных пород есть и другая сторона, почему-то игнорируемая В. П. Казариновым: соотношения аутигенных накоплений друг с другом. Уже давно было отмечено, что существуют два типа фациальных профилей оолитовых железных руд (Страхов 1941, 1947). В одном типе эти руды ассоциируют с обломочными породами: песчаниками, алевритами, глинами, лишенными CaCO<sub>3</sub> или очень бедными известью. В другом, в зоне ближнего выклинивания, руды локализуются в гессах, но в сторону моря переходят в карбонатные породы. Те же два типа фациальных профилей свойственны рудам марганца и фосфора. Здесь явное несоответствие фактически наблюдаемых парагенезисов тому, что разрешается схемой В. П. Казаринова. Ведь по этой схеме Ca, как легкоподвижный элемент выносятся в раннюю стадию выветривания, а Fe, как весьма малоподвижный, — в очень позднюю. Как же могла возникнуть в природе эта запрещенная ассоциация аутигенных накоплений?

Еще интереснее соотношения накоплений CaCO<sub>3</sub> и кремнезема. Известно, что кремневые конкреции являются характерным членом карбонатных толщ. Они встречаются при этом не только в карбонатных накоплениях гумидного климата, но и аридного. Достаточно напомнить — гумидные меловые толщи Cr<sub>2</sub> Русской платформы, доманиковую фазию D<sub>3</sub><sup>1</sup>, широко развитую и в зоне гумидного и в зоне аридного климата, кремни в карбонатной толще нижнего кембрия Сибири (аридная зона),

в пермских горючих сланцах р. Юрезани (аридный климат), в формации «Фосфориа» в США (аридный климат) и т. д. При этом — как уже указывалось — иногда наблюдается (как, например, в  $\text{Sr}_2$  Русской платформы, в  $\text{Pg}$  и  $\text{Sr}_2$  Западно-Сибирской низменности), что мощное накопление кремнистых пород тяготеет к более высоким широтам гумидного климата, а замещающие их карбонатные породы — к более низким широтам того же климата (и, несомненно, более теплым). Здесь уже — два противоречия взглядам В. П. Казаринова: 1) ассоциируют элементы, один из которых, кальций, выносится по его схеме на ранней стадии элювиального процесса, а другой, кремний, — на поздней; 2) кремнистые породы возникают в аридных условиях, запрещающих сколько-нибудь заметный вынос  $\text{SiO}_2$  из коры выветривания, ибо каолиновый горизонт, при образовании которого по В. П. Казаринову происходит главный вынос кремнезема, в аридной зоне все-таки не формируется. Впрочем, если уж говорить о природных процессах, то и  $\text{CaCO}_3$  из аридных кор не выносится, а накапливается в них. Питание аридных водоемов  $\text{CaCO}_3$  происходит либо за счет притока вод из океана, либо за счет транзитных рек, хотя и пересекающих аридные пояса, но получающих воду из соседней горизонтальной или вертикальной гумидной зоны.

Нетрудно видеть, что именно парагенезы аутигенных компонентов с терригенными, к которым апеллирует В. П. Казаринов, а также сочетание аутигенных пород друг с другом и размещение карбонатных и кремнистых пород по климатическим зонам, как они существуют в природе, полностью противоречат теоретическим представлениям В. П. Казаринова о механизме аутигенной седиментации в бассейнах.

### 5. О ПУТЯХ ОБОСНОВАНИЯ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА

Выводы из вышеизложенного ясны. Как я уже отмечал в предыдущей статье, в гумидных зонах аутигенное породообразование в бассейнах стоит в столь сложных, меняющихся и неопределенных соотношениях со стадиями развития коры выветривания на водосборах, что использовать его для корреляции бассейновых отложений и кор выветривания не представляется возможным. В частности, накопление кремнистых пород в бассейнах может быть (и бывало) синхроничным самым разным стадиям элювиального процесса, от начальной до конечной. Тем более невозможно использовать в этих целях бассейновые аутигенные отложения в зонах аридных, ибо в данном случае питание солями шло не с водосборов, а из океана или другого крупного морского бассейна. Таким образом, корреляция бассейнового седиментогенеза и кор выветривания может базироваться только на терригенных минералах разных фракций. Ситуация здесь настолько ясная, что продолжать игнорировать ее невозможно.

Однако привлечение терригенных минералов при ближайшем рассмотрении оказывается также делом далеко не таким простым, как это представляется В. П. Казаринову и его сторонникам, но требует предварительного проведения большой методической работы.

Задачи ее: проверить надежность и сферу применения тех многочисленных коэффициентов, с помощью которых в разных регионах выделялись в разрезах и друг с другом сопоставлялись серии осадочных пород.

Не секрет, что коэффициенты эти до настоящего времени применялись вне ясного представления о том, когда и где их можно использовать, а когда и где нельзя, какова достоверность и пределы погрешностей тех цифр, какими выражается каждый коэффициент и т. д. С таким положением далее мириться нельзя; оно должно быть исправлено, если авторы литолого-формационного метода желают, чтобы этот метод стал действительно серьезным приемом научного исследования. К сожалению, пока не видно осознания авторами метода необходимости методической работы над коэффициентами, нет, естественно, и ее программы. Учитывая это обстоятельство, я позволю себе вкратце наметить тот минимум предварительных методических исследований, без которых, как мне кажется, невозможно применение литолого-формационного метода.

Для оценки необходимости и значимости коэффициента мономинеральности следует:

а) выяснить, насколько величины этого коэффициента, полученные изучением шлифов, совпадают с величинами, полученными изучением иммерсионных препаратов из тех же пород. По Е. П. Акульшиной, Т. И. Гуровой и др. (Тезисы, стр. 13), подсчет производится как в шлифах, так и в иммерсии, но каких-либо сравнительных цифровых данных по результатам подсчета не опубликовано. Однако их нужно довести до общего сведения, чтобы можно было объективно судить об их действительном соответствии;

б) выяснить степень достоверности коэффициента мономинеральности, т. е. пределы возможных ошибок при его вычислении. Это обстоятельство имеет решающее значение для возможностей, вообще, пользования этим коэффициентом. Ибо только зная погрешности, можно наметить те градации величин коэффициента, которые способны вскрыть действительные (реальные), а не мнимые изменения степени «зрелости» пород и затем использовать эти изменения для проведения границ серий. С этой точки зрения, например, более чем сомнительно выделение двух серий, сделанное

Г. Х. Файнштейном и М. Н. Винниченко (1965) в юрских отложениях Иркутского амфитеатра. Точно так же более чем сомнительна правильность сопоставления серий и их более мелких подразделений в разных разрезах *путем простого сравнения начертания кривых* изменений коэффициентов мономинеральности, *без учета численных величин самих изменений*, ибо начиная с некоторых значений, колебания лежат внутри погрешностей определения коэффициента и, стало быть, их использовать нельзя. Эта как будто элементарная истина полностью игнорируется до сих пор при пользовании коэффициентом мономинеральности;

в) выяснить, какие поправки и как вносить в представления о зрелости той или иной породы, когда при одном и том же коэффициенте мономинеральности, зерна неустойчивых минералов показывают разную степень выветрелости;

г) выяснить, остается ли постоянным или изменяется в каких-то пределах коэффициент мономинеральности в разных петрографических и фациальных типах пород одного и того же стратиграфического горизонта; в частности, одинаков ли он в одних и тех же гранулометрических фракциях песчаников, алевролитов и глинистых пород или варьирует; в последнем случае — в каких пределах и чем объясняются сами вариации. Е. П. Акулишина с соавторами пишут, что «коэффициент мономинеральности не зависит от фаций» (Тезисы, стр. 13), но цифр, доказывающих это, пока нет; нет и данных о зависимости (или независимости) этого коэффициента от петрографического типа пород;

д) рассмотреть, насколько отражает в каждом данном случае коэффициент мономинеральности именно кору выветривания, а не унаследован от пород, существовавших на водосборах.

Поясню это следующим сопоставлением. У полимиктовых песчаников коэффициент мономинеральности колеблется от 0 до 1,0. Но эти колебания могут вызываться либо изменением первичного состава пород водосборов при одной и той же степени их выветрелости, либо постепенным выветриванием одного и того же материнского петрографического комплекса. Спрашивается, как отличить первый случай от второго? Или, иначе, как разграничить влияние изменений состава водосборов и влияние прогрессирующего выветривания одного и того же комплекса? У мезомиктовых песчаников (и алевролитов) коэффициент мономинеральности колеблется от 1 до 3. Опять принципиально возможны два крайних случая: изменения в петрографическом составе водосборов (например, вскрытие богатых кварцем осадочных толщ) и прогрессирующее выветривание одного и того же комплекса. Как их различить? Те же вопросы встают при изучении олигомиктовых песчаников с высокими коэффициентами минеральности. Все эти вопросы отнюдь не относятся к области отвлеченного теоретизирования, как их квалифицирует В. П. Казаринов. Это совершенно реальные возможности. И литолог, стремящийся к объективному анализу явлений, не может их игнорировать, но должен каждый раз иметь в виду указанную альтернативу и не решать ее по шаблону, рекомендуемому литолого-формационным методом. Проблема распознавания признаков, унаследованных осадочными породами от пород водосборных площадей, и отличия их от признаков, действительно обязанных развитию выветривания водосборов, является одной из важнейших для практики литолого-формационного метода. Решение ее должно базироваться на выяснении по терригенным минералам питающей (для данного комплекса) провинции и ее вероятного состава, хотя бы это и потребовало затраты большого труда, на что сетует В. П. Казаринов. К сожалению, подобного рода исследования вовсе опускаются в работах, использующих коэффициент мономинеральности (и другие аналогичные), что является их минусом, лишаящим выводов объективности и убедительности.

Аналогичные методические работы должны быть поставлены и для других коэффициентов, выдвинутых В. П. Казариновым и его сотрудниками. После проведения этих методических работ должны быть сопоставлены показания разных коэффициентов и выяснено, насколько они совпадают и чем вызываются расхождения. Только таким путем должен быть отобран круг показателей, на которые метод действительно мог опираться.

Особенное внимание должно быть обращено на определение сферы применимости предложенных В. П. Казариновым коэффициентов. Не секрет, что этот вопрос встал перед В. П. Казариновым лишь на майском семинаре 1964 г. Но реакция на критику была своеобразной. Вместо того, чтобы поставить методическую работу, которая могла бы собрать объективные данные для решения проблемы, В. П. Казаринов ограничился утверждением, что метод его широко применим, в частности, к отложениям аридных зон. Однако объективных доказательств этому пока нет, ибо его рассуждения о природе засушливого климата настолько несерьезны, что останавливаться на них нет смысла. Повторяю, что до сих пор метод этот, к сожалению, применялся автоматически, без всяких ограничений и, конечно, мог давать только однообразные результаты. Констатируя изменения величин коэффициентов, авторы автоматически трактовали их как указания на большую или меньшую зрелость коры выветривания водосборов, хотя на деле колебания величин могли отражать лишь изменения петрографического со-

става водосборов по мере их денудации. Именно в условиях аридной зоны явления унаследования особенно развиты и должны тщательно выявляться и учитываться.

Чрезвычайно серьезной задачей, на которую В. П. Казаринов также не обращал, по существу, никакого внимания, является вопрос об учете вулканогенного материала. Г. Ф. Крашенинниковым весьма правильно было указано на большие осложнения в применении литолого-формационного метода в случаях, когда в осадочных породах имеется примесь вулканогенных частиц. К сожалению, внятного ответа на вопрос, как учитывались они, не получено. А он должен быть найден, если авторы метода хотят сделать его серьезным методом научного исследования.

Все перечисленные виды методических исследований должны сопровождаться обычным фациально-петрографическим изучением пород с тем, чтобы выяснить, что же нового и ценного действительно дают коэффициенты, предложенные В. П. Казариновым, сравнительно с существующей сейчас методикой циклического анализа и стоит ли использовать их?

В. П. Казаринов пытается внушить читателю, что мое отрицательное отношение к развиваемому им методу объясняется тем, что у нас «разные взгляды» на литогенез. Да, взгляды разные. Но дело все-таки не в этом. А в том, что теоретические воззрения В. П. Казаринова находятся в чересчур резком несогласии с многими твердо установленными фактами, а предлагаемые им частные приемы и коэффициенты пускаются в оборот без должного предварительного методического обоснования, и применяются во всех случаях автоматически, без анализа возможностей их использования. Весьма странно читать, что метод находится сейчас пока на начальной стадии разработки и что очень многое здесь необходимо дорабатывать. Ведь метод употребляется и пропагандируется В. П. Казариновым свыше 10 лет, причем ставит сейчас уже глобальные задачи, вроде увязки разрезов Старого и Нового света от докембрия доныне с целью полной перестройки историко-геологических представлений (Тезисы, 1964, стр. 5—6). Как-то не вяжутся эти признания неразработанности метода с огромностью задач, которые перед ним ставятся. На все эти моменты я и хотел бы обратить внимание читателей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, т. 32, 1960.
- Белов Н. А. и Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Изд. «Морской транспорт», 1961.
- Вотинцев К. К., Глазунов И. В., Толмачева А. И. Гидрохимия рек бассейна оз. Байкал. Изд. «Наука», 1965.
- Казаринов В. П. Наши разногласия. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1965.
- Козлова О. Т. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. Изд. «Наука», 1964.
- Лисицын А. П. Состав взвесей в воде Индийского океана. Тр. МГГ. Океанологические исследования, 1964.
- Лисицын Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965.
- Страхов Н. М. О фациальном профиле гипергенных железных руд и его изменения в истории Земли. Сов. геол., № 5, 1941.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ГИН АН СССР, вып. 73, 1947.
- Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1960.
- Краускопф К. Геохимия кремнезема в среде осадконакопления. Сб. «Геохимия кремнезема». Изд. иностр. лит., 1963.
- Harder H. Experimente zur «Ausfällung» der Kieselsäure. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 29, № 2, 1965.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1957, № 1/2.
- Bien G. S., Contoos D. E. and Thomas W. H. The removal of soluble Silica from fresh water entering the See. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 14, N 1/2, 1958.
- Lewin Jouse C. The dissolution of Silica from diatom walls. Geochim. cosmochim. acta, v. 21, N 3—4.

Геологический институт  
АН СССР  
Москва

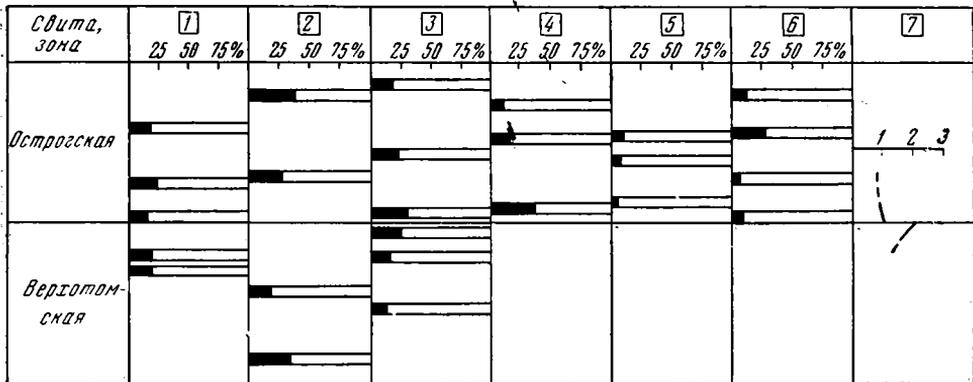
Дата поступления  
12/VII—1965 г.

## ОТВЕТ НА «КРИТИКУ, ОТОРВАННУЮ ОТ ФАКТОВ»

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

В статье «К чему приводит критика, оторванная от фактов» («Литология и полезные ископаемые», № 5, 1965) В. И. Будников и Н. А. Лизалек взяли на себя труд подробного разбора моей критической статьи в адрес литолого-формационного метода («Литология и полезные ископаемые» № 5, 1964). Подводя итог моим критическим замечаниям, авторы пришли к выводу, что «...он, этот итог, равен почти нулю» (стр. 19). Такой вывод и вынуждает меня еще раз обратиться к этому вопросу.

Не буду касаться ответов на мои теоретические замечания в адрес литолого-формационного метода, ибо по этим теоретическим вопросам сейчас едва ли удастся прийти к общему мнению. Отчасти поэтому, а главным образом для сокращения объема статьи и исходя из известного положения, что практика является главным критерием



Фиг. 1. Сопоставление фактических данных Т. Н. Процветаловой (графы 1—6) с данными В. И. Будникова и Н. А. Лизалека (графа 7) по содержанию устойчивых и неустойчивых компонентов в породах на границе верхотомской зоны и острогской свиты Кузбасса

1—6 — точки разрезов Т. Н. Процветаловой

1 — р. Томь у дер. Старая Балахонка; 2 — р. Большая Чесноковка; 3 — р. Тыхта; 4 — район с. Ермаки; 5 — район с. Змеинка; 6 — р. Томь у с. Камешек; 7 — ход кривой коэффициента мономинеральности по В. И. Будникову и Н. А. Лизалеку; цифры над кривой означают величины этого коэффициента

для проверки правильности любых теоретических построений, обращусь прямо к ответам по практической и фактической стороне дела.

Одно из главных моих замечаний заключалось в том, что сторонники «литолого-формационного метода» неправильно изображают ход кривых «коэффициента мономинеральности» и других «коэффициентов» на колонках, имеющих целью показать фактический материал. Для иллюстрации этого замечания была взята наиболее отчетливая по данным «литолого-формационного метода» граница между так называемой верхотомской зоной морской карбона и острогской свитой угленосной толщи в Кузнецком каменноугольном бассейне.

По этой границе сторонники «литолого-формационного метода» изображали наиболее резкий скачок «коэффициентов», в том числе и главного из них — «коэффициента мономинеральности». Разница между значениями этого «коэффициента» вверху верхотомской зоны и в основании острогской свиты, неоднократно опубликованная сторонниками «метода», составляла 8 раз.

После моих критических замечаний авторы статьи оказались вынужденными в 4 раза сократить эту разницу и теперь она составляет, по исправленным ими данным, всего 2 раза, как это и изображено на прилагаемой к их статье фиг. 1. Но и в таком виде, как пишут авторы, «новый вариант кривой позволяет провести границу между осадочными сериями не менее отчетливо» (стр. 6).

Посмотрим, как же обоснован этот «новый исправленный вариант» в статье двух авторов? На фиг. 2 той же статьи они приводят несколько колонок с минералого-петрографической характеристикой острогской свиты, где изображена и интересующая нас

часть разреза. Составлена эта характеристика в основном по данным Т. Н. Процветаловой (1961); она не проводила своих исследований с позиций «литолого-формационного метода», но ее данные, как пишут авторы, обнаруживают «сходимость вполне удовлетворительную» (стр. 7), а в других случаях «полностью совпадают» (стр. 8) с данными сторонников «литолого-формационного метода».

Сравним, однако, кривую «коэффициента мономинеральности» в основании острогской свиты (на фиг. 2 статьи В. И. Будникова и Н. А. Лизалека), с «исправленной кривой», изображенной на фиг. 1 той же статьи. По данным Т. Н. Процветаловой, переход кривой от верхотомской зоны к острогской свите показан авторами только на одном разрезе — по р. Томь у дер. Ст. Балахонка. Что же общего у этой кривой с «исправленной кривой» фиг. 1? Общего у них нет ничего. Где же тут утверждаемая авторами статьи «сходимость вполне удовлетворительная» или «полное совпадение»?

Кривую, по данным Т. Н. Процветаловой, авторы сочли целесообразным начать только от основания острогской свиты вверх, так что из этого чертежа не ясно, что происходит с ней в верхотомской зоне. Но, по собственным данным, авторы нанесли кривую, начиная с верхотомской зоны и, таким образом, ясно виден переход отсюда к острогской свите. Читателю предлагается сравнить эту кривую с ее ходом на «исправленном варианте» фигуры 1 той же статьи и определить, что получилось у авторов с собственными фактическими данными: «сходимость вполне удовлетворительная» или «полное совпадение»?

Чтобы окончательно разобраться в этом вопросе, обратим внимание на характер использования авторами статьи данных Т. Н. Процветаловой (1961). В ее работе приведены три конкретных колонки, где показано распределение петрографического состава обломочных зерен при переходе от верхотомской зоны к острогской свите: 1 — у дер. Ст. Балахонка, 2 — по р. Б. Чесноковка и 3 — по р. Тыхта. Так вот, только в одном из этих разрезов (у дер. Ст. Балахонка) содержание кварца и «устойчивых компонентов» вверху верхотомской зоны выше, чем в основании острогской свиты, но разница эта не вдвое, как на «исправленном варианте» кривой в статье В. И. Будникова и Н. А. Лизалека, а всего, примерно, на 5%. В двух же других разрезах (по р. Б. Чесноковка и по р. Тыхта) содержание кварца и «устойчивых компонентов» вверху верхотомской зоны меньше, чем внизу острогской свиты. Как же можно после этого говорить о «сходимости» и даже о «совпадении» данных Процветаловой с данными сторонников «литолого-формационного метода»? К сожалению, приходится прийти к выводу, что ход кривой «коэффициента мономинеральности», показанный на «исправленном варианте» в статье В. И. Будникова и Н. А. Лизалека не только не стоит ближе к действительности, а находится в прямом противоречии с фактическими данными.

Чтобы можно было лучше разобраться в этом вопросе, на фиг. 1, в левых шести графах, показан фактический материал Т. Н. Процветаловой (1961), касающийся интересующей нас части разреза: границы между верхотомской зоной морского карбона и острогской свитой угленосной толщи. При этом содержание кварца изображено для наглядности черным, а все остальные компоненты оставлены белыми. Такое изображение вполне правомочно и с точки зрения сторонников литолого-формационного метода, так как авторы рассматриваемой статьи прямо пишут по этому поводу, что характер кривой коэффициента мономинеральности в принципе не изменяется, если все зерна, кроме кварца, отнести к неустойчивым компонентам.

На той же фигуре в графе 7 показан ход коэффициента мономинеральности на том же стратиграфическом уровне, как он выглядит на «исправленном варианте» сторонников литолого-формационного метода. Читателю представляется возможным решить вопрос, что здесь имеет место при сопоставлении фактических данных Т. Н. Процветаловой с кривой сторонников литолого-формационного метода: «сходимость вполне удовлетворительная» или «полное совпадение»? Я считаю, что объективное рассмотрение этого вопроса может показать только одно: полное несоответствие данных Т. Н. Процветаловой с ходом кривой, составленной В. И. Будниковым и Н. А. Лизалеком.

Второе мое критическое замечание фактического порядка заключалось в том, что в статье В. И. Будникова (1962), посвященной Кузнецкому бассейну, не обоснованы показанные им скачки в содержании «устойчивых компонентов» по границам между свитами, подсвитами и еще более дробными подразделениями угленосного разреза. Такие же скачки изображены и на фиг. 3 рассматриваемой статьи. Важность этого вопроса состоит в том, что если такие скачки действительно существуют, то их можно использовать для корреляции разрезов — весьма злостной задачей в угленосных толщах, в том числе и в Кузнецком бассейне. Ответы авторов, к большому сожалению, никак не снимают высказанных замечаний. В качестве обоснования своих данных они сочли достаточным указать, что ими было исследовано больше 1000 шлифов, из которых для подсчета «устойчивых компонентов» было отобрано 436 шлифов, причем оказалось, что содержание этих компонентов меняется по разрезам в 2—3—4 раза.

Приходится признать, что такая аргументация ничего не доказывает. Неужели не ясно, что дело не в количестве просмотренных и изученных шлифов, а в том, где и как распределены изученные шлифы на конкретных стратиграфических колонках, во-первых, а, во-вторых, какими конкретными петрографическими особенностями породы обладают на разных стратиграфических уровнях. Следовало доказать, что резкие скачки в петрографическом составе обломочных компонентов приурочены к устойчивым на площади стратиграфическим уровням. Ничего этого В. И. Будников и Н. А. Лизалек в своей статье и не пытались сделать.

Как недоразумение приходится расценивать указание авторов и на то, что «характер построенной нами кривой подтверждается также в общем виде и данными

А. Н. Волковой (1959, стр. 15)». В чем авторы усмотрели «примерную сходимость кривых», показанных ими на фиг. 3, по их данным и по данным А. Н. Волковой — совершенно непонятно.

Чтобы читателю можно было в этом легко убедиться, на фиг. 2 изображены соответствующие кривые, притом точно в той интерпретации, как они даны в статье В. И. Будникова и Н. А. Лизалека. Казалось бы ясно, что кривая, изображенная справа, никак не подтверждает (как и не опровергает) основной идеи кривой, расположенной слева — идеи о наличии скачков в составе устойчивых компонентов на определенных уровнях. Как можно говорить о примерной сходимости этих двух кривых, совершенно непонятно. Очевидно, нужно владеть «литолого-формационным методом», чтобы увидеть эту сходимость.

Приходится остановиться еще на одном показателе «литолого-формационного метода», а именно на «коэффициенте терригенности», под которым сторонники метода понимают содержание в породе частиц больше 0,01 мм. Использовать этот «коэффициент» в таком его понимании принципиально неправильно потому, что и частицы мельче 0,01 мм, в частности, глинистые частицы являются также терригенными. Но обратимся к фактической стороне дела. Авторы рассматриваемой статьи считают, что я «не заметил!» (стр. 9) конгломерата в основании острогской свиты, так как не согласен с резким завышением «коэффициента терригенности» в основании острогской свиты, показанном на соответствующих графиках в их работах. Свое возражение авторы статьи аргументируют тем, что «поскольку галька конгломерата по своим размерам, несомненно, больше 0,01 мм, то коэффициент терригенности, естественно, возрастает до 0,9» (стр. 9). Этот аргумент, однако, по существу ничего не доказывает, так как и в песчанниках размер зерен тоже больше 0,01 мм. Поэтому «терригенность» их не уступает самому грубому конгломерату. Не нужно обладать глубокими познаниями в петрографии осадочных пород, чтобы знать, что конгломераты не более терригенные породы, чем песчанники. Но у сторонников «литолого-формационного метода» получается иначе. На каком основании?

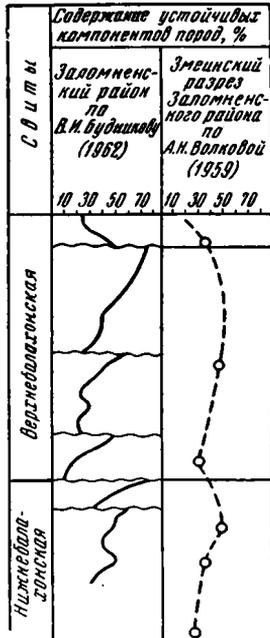
Ответа на такой вопрос мы в их работах не находим, да едва ли его можно дать, оставаясь на строго научных позициях.

Довольно много места авторы рассматриваемой статьи уделили возражениям на мое замечание по поводу ошибок при определении «коэффициента мономинеральности» в обломочных породах, содержащих примесь вулканогенного туфового материала.

Однако все эти возражения опираются не на конкретный петрографический материал по реальным породам, с которыми работали авторы, а на «общие рассуждения о правомерности выделения групп пород с разным содержанием вулканического материала и т. п.

Конечно, нет оснований возражать против выделения таких смешанных пород, но это не снимает моего основного замечания о том, что пирокластический материал сильно загущивает петрографический состав собственно обломочной (реликтовой) части. Поэтому и «коэффициент мономинеральности» становится в таких породах еще менее надежным показателем, чем в обычных, собственно обломочных породах.

К особенно «неудобному положению» привела меня «критика, основанная на незнании фактического материала», как это пишут авторы на стр. 19 своей статьи, в связи с монтмориллонитовыми глинами в Крапивинском районе Кузнецкого бассейна. Мое замечание заключалось в том, что поскольку доказано, что эти монтмориллониты гене-



Фиг. 2. Сравнение кривых содержаний устойчивых компонентов пород по В. И. Будникову и А. Н. Волковой (из статьи В. И. Будникова и Н. А. Лизалека, 1965)

тически связаны с вулканическим пеплом, то, очевидно, их появление в разрезе никак не связано с размывом коры выветривания, находящейся на той или иной определенной стадии развития, как это считают сторонники «литолого-формационного метода». Следовательно, монтмориллониты Крапивинского района, да и других районов Кузнецкого бассейна, где они также генетически связаны с вулканическими пеплами, как, например в Заломненском районе, нельзя принимать в расчет при выяснении закономерностей распределения по разрезу глин разного состава, как это правильно пишет В. И. Будников (1962) на стр. 119 своей статьи. Но в нарушение этого очевидного положения тот же автор и в той же статье постоянно использует монтмориллонитовую примесь и монтмориллонитовый состав глин в качестве одного из основных параметров при выделении «мезоциклов» в разрезе Кузнецкого бассейна. Именно так получилось, в частности и на фиг. 2 на стр. 109 той же статьи.

Хуже того, в одном и том же разрезе, если монтмориллонитовые глины попадают в ту часть колонки, где им положено быть исходя из теоретического хода кривой, то они принимаются в расчет (например, около 40 и 42 упольных пластов на фиг. 2), а если эти глины попадают туда, где находятся в противоречии с теоретическим ходом кривой (около 41 пласта угля на той же фигуре), то в расчет не принимаются. Едва ли такой способ построения кривых можно считать научно обоснованным.

Замечание авторов, что «бентониты в Кузнецком бассейне были впервые обнаружены геологами ЗСГУ и нами при проведении работ литолого-формационным методом» (стр. 19), не снимают моего основного возражения, поскольку в данном случае дело не в том, когда и кем эти глины были обнаружены, а в том, что место их в разрезе никак не связано с принципиальными установками лиц, работающих с помощью «литолого-формационного метода». Почему я оказываюсь со своей критикой в «неудобном положении»? — непонятно.

На стр. 6 своей статьи авторы нашли целесообразным изложить в своем истолковании, результаты разговора со мной, в котором принял участие один из авторов, во время семинара по литолого-формационному методу. Поскольку я считаю такой путь аргументации в полемических статьях неправильным, то воздержусь от своих комментариев этой части статьи двух авторов.

В. И. Будников и Н. А. Лизалек сочли также возможным использовать в своей аргументации еще не опубликованную работу, совместную с А. В. Ваном, и даже изложили на стр. 7 мою реакцию на эту мне неизвестную работу. Поскольку такие действия, не принятые в научных дискуссиях, я не нахожу возможным вступать в обсуждение и этой части рассматриваемой статьи.

Заканчивая эти краткие замечания, приходится констатировать, что в статье В. И. Будникова и Н. А. Лизалек основные критические замечания в адрес литолого-формационного метода не получили удовлетворительного ответа и, таким образом, эти замечания сохраняют свою силу. Поэтому особенно плохо, что сторонники литолого-формационного метода считают, что в результате их ответов значение сделанных замечаний «сводится почти к нулю». Такая реакция не позволяет рассчитывать на то, что критика воспринята правильно.

В заключение можно только пожелать, чтобы многие из большого коллектива наших сибирских товарищей скорее направили свои усилия по пути исследований, более обоснованных в методическом и фактическом отношении.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Будников В. И. Роль литологических методов при расчленении и корреляции угленосных отложений Кузбасса. В кн. «Осадочные серии палеозоя Сибири», 1962.
- Будников В. И. и Лизалек Н. А. К чему приводит критика, оторванная от фактов. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1965.
- Выродова М. Н. и Лизалек Н. А. Осадочные серии палеозойских отложений Кузнецкой впадины. В кн.: «Осадочные серии палеозоя Сибири», 1962.
- Крашенинников Г. Ф. Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.
- Прозвеладова Т. Н. Острогская свита Кузнецкого каменноугольного бассейна и условия ее образования. Изд. АН СССР, 1961.

Московский государственный  
университет  
Москва

Дата поступления  
24.VI.65

## ЕЩЕ РАЗ О МЕТОДЕ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

А. А. АРУСТАМОВ

В связи с опубликованием в № 5 журнала «Литология и полезные ископаемые» ответа Т. И. Гуровой, В. П. Казаринова и Н. И. Косолобова на мою критическую статью о литолого-формационном методе остановлюсь на их возражениях.

В. П. Казаринов возражает против критики по поводу его представлений о физико-химических процессах в областях сноса, утверждая прежде всего, что он никогда не представлял себе вынос хлора и серы без катионов. Это и следовало бы отразить в работе («Опыт изучения разрезов осадочных толщ», 1960 г.), поскольку она претендует на освещение теоретических основ метода. Нельзя же ограничиваться тем, что когда-то В. П. Казаринов (1958) отмечал данное обстоятельство, лишь дословно повторив сказанное Б. Б. Полюновым.

С момента выхода в свет известной работы Б. Б. Полюнова прошло более 30 лет. Казалось бы, что В. П. Казаринов, владея, по его заявлению, огромным фактическим материалом, мог бы все же глубже проникнуть в характер физико-химических процессов в зоне гипергенеза.

Категорическое возражение вызывает у авторов «Ответа»<sup>1</sup> наше замечание о том, что метод литолого-формационного анализа, который сводится к выяснению различных коэффициентов, будто бы подтверждающих друг друга, может привлечь только неискушенного исследователя. Разве дело обстоит иначе? На вооружении литолого-формационного метода имеется целый арсенал коэффициентов: мономинеральности, устойчивости (прежде называвшийся «палеогеографическим»), выветрелости, глинистости, песчанности, хемогенности. Одни коэффициенты повторяют друг друга, другие же являются их зеркальным отражением. Что это так, можно убедиться ознакомившись с рисунком 45 из работы Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова (1962). Там же, на стр. 199, они прямо заявляют «...материалы достаточно отчетливо показывают, что кривая песчанности осадков как бы зеркально отражает кривую коэффициента мономинеральности». Раз это так, то конечно, вполне достаточно воспользоваться любым из коэффициентов, чтобы восстановить историю осадконакопления. Ведь любая из кривых, по мнению В. П. Казаринова, отражает смену формаций, серий и комплексов, смену терригенных накоплений хемогенными и т. п.

Однако, авторы «Ответа» теперь уже считают, что это не так, и что их неправильно понимают: «...разрезы в подавляющем большинстве случаев вскрывают разнофациальные осадки. Отдельные коэффициенты, в том числе и данные по гранулометрическому составу, многое дают, когда рассматриваются в совокупности между собой и в увязке с другими данными для бассейна в целом или для его отдельной крупной (многофациальной) части. В конкретных разрезах некоторые показатели зрелости могут полностью не совпадать друг с другом, могут не образовывать (курсив наш.— А. А.) „пика“, там где он с позиций „неискушенных“ геологов должен был быть и т. д.». Это явный отход от главной идеи литолого-формационного метода. Но напомним В. П. Казаринову его совсем недавние высказывания по этому поводу: «Нашими исследованиями установлено, что по мере удаления от источников сноса количество устойчивых компонентов в осадках несколько увеличивается. Однако это не влияет на общую конфигурацию кривой коэффициента мономинеральности — перелом этой кривой („пик“ — А. А.) все равно происходит на одном и том же стратиграфическом уровне» (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 9).

Не только «неискушенные», но и сами авторы метода в литологических построениях опираются исключительно на коэффициенты, не соотносясь с «общегеологическими критериями». В частности, их палеогеографические реконструкции почти полностью основаны на коэффициенте мономинеральности. Только этим можно объяснить, что литолого-формационные карты Западно-Сибирской низменности, составленные Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962), не могут выдержать сколько-нибудь серьезной критики. Так, в нижнесреднеюрское время, по представлениям названных авторов, море с севера узкой полосой едва покрывает низменность, проникая несколько южнее Обской губы (там же, рис. 18). В то же время прибрежно-морские отложения распространяются почти до южного обрамления, более чем на 1000 км от береговой линии. Следует ли доказывать, насколько сомнительны подобные построения. Еще более странно выглядит литолого-фациальная карта готерив-баррема (там же, рис. 21): прибрежно-морские осадки покрывают почти всю низменность, в то время как морские остаются в тех же (или даже меньших) пределах, что и в ниже-среднеюрское время.

<sup>1</sup> Здесь и ниже при ссылке на статью Т. И. Гуровой, В. П. Казаринова и Н. И. Косолобова, для краткости мы ее будем называть «Ответом».

Отмеченные недоразумения связаны с тем, что авторы не подвергли глубокому научному анализу весь обширный материал, а ограничились использованием коэффициента мономинеральности, значения которого в виде специальных знаков наносились на литолого-фациальные карты (там же, рис. 18 и др.). Если отношение устойчивых к неустойчивым минералам низкое, то это свойственно, по мнению В. П. Казаринова и Т. И. Гуровой, песчаным фациям. По мере возрастания этого отношения рисуются глины, мергели, кремнистые и другие породы. При этом не учитывается, что в действительности скважинами вскрываются иные породы. Так поступили, например, авторы при составлении литолого-фациальной карты маастрихтского яруса (там же, рис. 26). Ими в центральной части Западно-Сибирской низменности выделена пятая фациальная зона, характеризующаяся преимущественным развитием мергелей. Но если обратиться к их же фактическому материалу по этой зоне, приведенному всего только по восьми скважинам, то видно, что это утверждение авторов не соответствует действительности: две скважины (Пудинская и Покурская) показывают в разрезе свыше 50% мергелей и одна (Ново-Васюганская) 68,4% кремнистых мергелей (там же, стр. 101). В остальных пяти они или отсутствуют или резко подчинены глинистым породам.

Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962) резко занижена или же сведена к нулю песчаность (% содержания фракции больше 0,1 мм) отложений маастрихта. Для них указывается следующая песчаность (%): по Омской скважине — 0,1, Пудинской — 8,5, Покурской — 0,1, Октябрьской — 0 (там же, стр. 206, 207). На самом же деле оказывается, что среднее содержание песчаников по разрезам скважин соответственно 4, 29; 4, 10% (там же, рис. 12, стр. 101).

Вызывает сомнение еще одно обстоятельство. Т. И. Гурова и В. П. Казаринов (1962, рис. 18—29) считают, что осадочный материал в Западно-Сибирскую низменность поступал почти исключительно из горного обрамления и Сибирской платформы. Исключение представляют литолого-фациальные карты юры (рис. 18, 19). На одной из них (нижне-среднеюрской) показано несколько внутренних областей размыва, которые располагаются сравнительно недалеко от южного обрамления, на второй же — еще одна, примыкающая к западному обрамлению и установленная М. Я. Рудкевичем. Почему-то ими вовсе не показан, например, Тазовский массив, который предполагался В. Н. Саксом, а позже был доказан работами В. А. Даргевич.

Источником сноса в значительной степени, конечно, являлись внутренние области сноса. Авторы не учли того, что Западно-Сибирская низменность имеет ширину около 1500 км и что маловероятно, чтобы такое огромное пространство заполнялось осадками только за счет размыва обрамления. Последнее питало преимущественно краевые части низменности; что касается ее срединных частей, то осадконакопление, несомненно, происходило главным образом за счет местных областей питания. Сравнительно частые трансгрессии и регрессии моря свидетельствуют о значительной тектонической подвижности Западно-Сибирской низменности в мезозойское и палеогеновое время. Тектонически движения вряд ли происходили однозначно на всей громадной территории. Они носили дифференциальный характер: на фоне общего погружения имели место воздымания, которые охватывали участки, питавшие осадки низменности. Это подтверждается местными стратиграфическими несогласиями, наличием обломков пород мезозоя в вышележащих также мезозойских отложениях, плохой окатанностью обломков, исключительной мозаичностью терригенно-минералогических провинций и многими другими фактами.

Очевидно, Т. И. Гурова и В. П. Казаринов (1962) не использовали надлежащим образом литологические материалы в палеогеографических построениях. Если бы они проанализировали многочисленные гранулометрические данные и подвергли бы их статистической обработке, то это в сочетании с анализом мощностей осадков и геофизическими данными привело бы к научно обоснованным построениям — выявились бы области сноса и накопления осадков. Выявление внутренних областей сноса, продолжительность их существования, состав слагающих их пород имеют чрезвычайно важное значение. Это позволило бы прогнозировать древние россыпи. Нет сомнения, что мезокайнозойские структуры низменности имеют унаследованный характер, поэтому большинство внутренних областей сноса образуют ядра положительных структур, имеющих важное значение в нефтегазонакоплении.

Перейдем ко второму разделу «Ответа» — «Вопросам методического характера».

Раздел начинается с обсуждения коэффициента выветрелости. Да, нами действительно допущена ошибка: осталась незамеченной опечатка в таблице химического анализа полевых шпатов в использованной нами переводной работе Карачека и Нейвонена. И мы не станем, подобно авторам «Ответа», искать оправдания в «технических» причинах.

Напрасно Т. И. Гурова, В. П. Казаринов и др. считают, что «...основные плагиоклазы в осадочных породах почти никогда не встречаются». Это справедливо до тех пор, пока исследователь не изучает более древние осадки того или иного региона, формирующиеся, как правило, за счет размыва основных эффузивов. Основные плагиоклазы часто наблюдаются в осадочных породах, слагающих осадочно-вулканогенные формации. Кстати, не лишены их осадочные породы девона Южно-Минусинской котлови-

ны, если там происходили излияния лав и выброса пирокластов основного состава. А ведь на основании изучения осадочно-вулканогенных толщ этого района и был выработан коэффициент выветрелости.

Появление новых серий и формаций в девонских отложениях Южно-Минусинской котловины авторы «Ответа» не могли объяснить иначе как результатом последующих более детальных исследований. Неужели только путем массовых химических анализов на кремнезем и глинозем можно было установить две новые «карбонатные формации»? Тем более что это было известно, как отмечают сами авторы «Ответа», ранее, из работ В. С. Мелешенко и др. Разве на первой стадии изучения так трудно было выявить эти две карбонатные толщи? Литолого-формационный метод чрезвычайно оригинален: карбонатные формации вскрываются анализами пород на кремнезем и глинозем, палеогеографические же реконструкции производятся главным образом по отношению устойчивых минералов к неустойчивым!

Изменение значений коэффициентов выветрелости авторы «Ответа» объясняют тем, что анализы выполнялись «...не для песчано-алевритовой фракции, а для песчаных пород в целом». Теперь, следовательно, анализы кремнезема и глинозема производятся для песчано-алевритовой фракции. Только непонятно, как удастся извлечь эту фракцию из сильнолитифицированных, даже метаморфизованных пород, которые слагают девонские отложения Южно-Минусинской котловины? До сего времени нам казалось это делом невозможным.

Поскольку речь идет об использовании химических данных, остановимся еще на одном моменте. В пункте 8 второго раздела авторы «Ответа» оправдывают свой метод математической обработки химических анализов. Они считают, что при вычислении средних содержаний  $Fe_2O_3$  не следует учитывать количество анализов (см. табл. 16 в работе Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова, 1962). Но надо быть последовательным. Почему же тогда в одних случаях не учитывается количество анализов, в других — учитывается? Среднее содержание Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым вычислено для девяти стратиграфических подразделений: в пяти случаях (нижняя — средняя юра, верхняя юра, валанжин, турон, эоцен) количество анализов, действительно, не учтено, в остальных же четырех (готерив — баррем, апт — альб — сеноман, коньяк — сантон — кампан, маастрихт) — число анализов учтено. Дело ведь не в математических методах, а в «пиках». Последние не оказались бы на «своих местах» и не согласовались бы с «пиками» коэффициентов мономинеральности и устойчивости, если бы авторы вели расчеты по единому методу.

Что касается вычисления средних величин, то напрасно они «...не производили взвешивания на мощности и площади...», поскольку сами в свое время рекомендовали поступать именно так, предложив специальную формулу расчетов (Акульшина и др., 1960, стр. 12).

Таблица 3 «Ответа», повторяющая нашу таблицу 1 (Арустамов, 1964), приведена, чтобы опровергнуть истинную причину отсутствия фактических данных, подтверждающих кривые В. П. Казаринова. Но если нет фактических данных или их недостаточно, то независимо от причин не следовало бы вообще строить кривые.

Авторы «Ответа» отсутствие данных часто объясняют в своей таблице 3 тем, что стратиграфия отложений не выяснена. Но это же исключено для данного метода: стоит только построить любую из кривых, чтобы установить возраст той или иной части разреза. Не случайно было заявлено: «Во всех изученных нами стратиграфически сопоставимых разрезах возрастные границы осадочных серий одинаковы. Это позволяет сделать вывод об одновозрастности осадочных серий в пределах различных структурно-фациальных зон, часто весьма удаленных друг от друга» (Казаринов и др., 1964, стр. 5). Привлекает внимание и другое обстоятельство: почему-то возраст коньяк — сантон — кампанских отложений по Касской скважине не вызывает сомнений по палеогеографическому коэффициенту (П), по коэффициенту мономинеральности (М) эти же отложения отнесены к «породам невыясненного стратиграфического положения» (см. табл. 3 «Ответа»). Особое внимание в «Ответе» авторы уделяют Ново-Васюганской скважине. Отсутствие данных по этой скважине получило по меньшей мере странное объяснение — керн «...обработывался много позже завершения нашей книги». Тогда почему в этой книге (Гурова и Казаринов, 1962) содержится описание минерального состава пород по верхней юре — стр. 34, 35 и валанжину — стр. 44, 45, 49. Почему, наконец, нет данных по апт — альб — сеноманским отложениям, а по готерив — барремским имеются? Не обрабатывался же керн выборочно, через каждое стратиграфическое подразделение? В. П. Казаринов и Т. И. Гурова были осведомлены до «завершения книги», что по апт — альб — сеноманским отложениям мощностью 864 м было произведено 95 детальных минералогических анализов, но они сочли нецелесообразным использовать эти данные.

Теперь о палеогеографическом коэффициенте и его взаимосвязях с коэффициентом мономинеральности» (пункт 4 второго раздела «Ответа»). Раз теперь авторы «Ответа» считают, что «в конкретных разрезах отдельные показатели зрелости могут полностью не совпадать друг с другом, могут не образовывать „пика“...», то вопрос исчерпан: эти авторы, следовательно, отходят от прежнего представления, а наш

рис. 3 (Арустамов, 1964), сыграл свою положительную роль. Поэтому мы тоже не станем акцентировать внимание на прежнем высказывании В. П. Казаринова, что «...пелом этой кривой („пик“ — А. А.) все равно происходит на одном и том же стратиграфическом уровне» (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962, стр. 9). Что же касается нашего рис. 4 и возражений авторов «Ответа», то дело обстоит иначе. Достаточно даже взглянуть на последние две кривые в правой части рис. 1 «Ответа», чтобы убедиться в их большом сходстве. Поэтому точки — значения палеогеографического коэффициента мономинеральности — должны именно лечь близко к прямой, лежащей между осями координат. Этого же не наблюдается (Арустамов, 1964, рис. 4).

Следует заметить, что вычисленные В. П. Казариновым и его сотрудниками средние величины по различным данным вообще малонадежны. Средневзвешенное значение песчанности (для мезозойских и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности) рассчитано, например, по данным пяти скважин для второй литологической зоны нижне-среднеюрских отложений, равной 0,347 млн. км<sup>2</sup> и по четырем скважинам в четвертой зоне — на 0,500 млн. км<sup>2</sup> (площадь Испании). Среднее по отложениям палеоцена для второй литологической зоны — 0,360 млн. км<sup>2</sup> — установлено по двум скважинам (эта площадь превышает площадь Румынии и Болгарии вместе взятых). Средневзвешенное песчанности для четвертой зоны нижнеолигоценых отложений, равной 0,168 млн. км, рассчитано по... одной (Мало-Атлымской) скважине! (Гурова и Казаринов, 1962, табл. 15).

Остальные коэффициенты для Западно-Сибирской низменности имеют такую же достоверность. Однако на основании таких данных для низменности рисуются многочисленные кривые. Естественно возникает вопрос о ценности таких построений.

В «Ответе» фигурируют рисунки 2 и 3, которые также приведены для доказательства неизбежности литолого-формационного метода. Несмотря на то, что его авторы после нашей критики их фактических данных произвели новые расчеты, кривые, по существу, остались прежними. Даже кривая коэффициента песчанности, построенная, как мы показали (Арустамов, 1964, табл. 2), на путаных данных (как отмечают авторы «Ответа», в силу технических причин) и та, испытав полный пересмотр В. П. Казариновым, приобрела только большую «выразительность», «пики» же остались на своих прежних местах (рис. 2 «Ответа»). Я не буду останавливаться на других замечаниях авторов «Ответа». Остается несомненным, что предложенный метод, как отмечено в решениях комиссии по осадочным породам, нуждается в существенной доработке.

## ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Под ред. В. П. Казаринова. Гостоптехиздат, 1960.
- Арустамов А. А. О теории осадконакопления и методе литолого-формационного анализа. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И. и др. Теоретические основы литолого-формационного анализа. Литолого-формационный метод (тезисы докладов). Комиссия по осадочным породам при ОНЗ АН СССР, 1964.
- Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. Уч. Зап. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минеральн. сырья. Новосибирск, 1962.
- Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. Бюлл. научно-техн. информ. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минеральн. сырья, Новосибирск, 1960.
- Осадочные серии палеозоя Сибири. Под ред. В. П. Казаринова и В. И. Бгатова. Тр. СНИИГГИМС, сер. нефт. геол., вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд. АН СССР, 1934.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.
- Яблоков В. С. В Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР (семинар по литолого-формационному методу). Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.

Казахский научно-исследовательский институт  
минерального сырья  
г. Алма-Ата

Дата поступления  
9.VI.65

УДК 553.1

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Публикацией статей Э. Н. Янова, Г. Х. Файнштейна и М. Н. Винниченко, А. А. Арустамова, Г. Ф. Крашенинникова и Н. М. Страхова Редколлегия заканчивает информацию читателей об основных вопросах, поднятых на семинаре Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР, посвященном обсуждению литолого-формационного метода (см. журнал № 6 за 1964 и № 5 за 1965 гг.).

Редколлегия не считает целесообразным в дальнейшем печатание статей, не вносящих чего-либо принципиально нового по сравнению с опубликованными материалами.

УДК 552.122

**ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ КРИТИКИ НА ПЕРВУЮ ЧАСТЬ  
«АТЛАСА ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД»**

**А. Н. ГЕЙСЛЕР, И. С. ГРАМБЕРГ, В. Л. ЛИБРОВИЧ,  
Б. М. МИХАЙЛОВ, О. И. НЕКРАСОВА, Я. К. ПИСАРЧИК,  
Ю. И. ПОЛОВИНКИНА, В. Б. ТАТАРСКИЙ**

В журнале «Литология и полезные ископаемые» № 4 за 1964 г. опубликован критический разбор первой части «Атласа текстур и структур осадочных горных пород» (1962), составленный Л. Н. Ботвинкиной.

Как можно понять из содержания первой части Атласа, а также из предисловия к ней, составители задались целью: а) систематизировать лучшие, хранящиеся в главных геологических музеях и в других учреждениях СССР, коллекции осадочных пород из наиболее изученных регионов страны; б) дать представление о наиболее признанных взглядах на природу и генезис литологических объектов; в) сопоставить (по новым оригинальным снимкам и зарисовкам) генетически сходные объекты и образцы из древних и молодых осадочных толщ; г) разработать определения и составить словарь терминов научной номенклатуры, классификации и систематики для важнейших групп осадочных горных пород; д) привести по возможности наиболее полный список литературы по затронутым вопросам.

Перевод на французский язык пояснительного текста к таблицам дает возможность также и зарубежным геологам ознакомиться с обширным материалом по текстурам и структурам обломочных и глинистых пород, собранных в различных регионах СССР.

Публикацию «Атласа...» можно рассматривать как осуществление плана, намеченного девять лет назад Межведомственной комиссией по осадочным породам, которая считала необходимым упорядочить номенклатуру, классификацию и систематику осадочных горных пород.

Выводы Л. Н. Ботвинкиной — уничтожающие. Создается впечатление, будто в вышедшей в свет первой части «Атласа...» почти все сделано не так.

Л. Н. Ботвинкина (1964) утверждает, что атласы текстур и структур нельзя подразделять на части по группам осадочных пород, нельзя тесно связывать признаки с вещественным составом пород, а, наоборот, надо объединять признаки независимо от пород. Она пишет: «Я считаю, что если составляется атлас из пород, а текстур, то и разделять материал надо по каким-либо признакам самих текстур и объединять их независимо от того, к каким породам они принадлежат (как это и было сделано, например, в атласе Ю. И. Половинкиной и др.)», и далее: «Принцип деления, принятый авторами, не верен и по существу самого признака, так как в большинстве случаев текстура породы не имеет прямой зависимости от ее вещественного состава» (стр. 132).

Примененное в «Атласе...» разделение по главным группам осадочных горных пород является естественным и конкретным, представляя тем самым удобства для геологов, работающих на геологической съемке и поисках в одном регионе, тем более с различными целями.

Нецелесообразно изучать и сравнивать свойства объектов независимо, оторванно от их вещественной породы, как неправильно стремиться изучать любую форму движения материи без самой материи. Нельзя рассматривать текстуру горных пород в отрыве от их вещественного состава.

Отметим противоречие, допущенное Л. Н. Ботвинкиной (1964). Так, на стр. 132 читаем: «...геолог в ряде случаев не может точно определить породу и, видя в ней ту или иную текстуру, будет в недоумении, в каком из многочисленных томов он должен ее искать?», а на стр. 133, наоборот, утверждается, что «любой геолог практический

сначала определяет структуру породы (например, песчаник), а потом уже смотрит ее текстуру».

Следует еще раз подчеркнуть, что Л. Н. Ботвинкина в этом случае исходит из принципа независимости формы (текстуры и структуры) от содержания (вещества породы). Такой принцип, естественно, не может быть принят. Наоборот, вполне правильно видеть одну из задач литологии в том, чтобы всемерно выяснить влияние вещества на текстурные и структурные признаки как средство к познанию процессов литогенеза.

Во всем этом непонятно еще одно. Л. Н. Ботвинкина охотно, хотя и робко, в своих собственных трудах (например, в книге «Слоистость осадочных пород» (кластогенных, органо-генных, хемогенных и др.). Не ясно, разочаровалась ли Л. Н. Ботвинкина в этой своей собственной попытке? Или же в пылу полемики она пользуется запрещенным приемом, разрешая себе самой то, в чем отказывает другим.

Правда, во втором разделе отзыва («О различных Атласах») высказано благожелательное отношение ко всем прежде изданным атласам (хотя в большинстве случаев они тоже составлены по группам пород). В качестве положительного образца, заслуживающего подражания, рекомендуется первое издание атласа, составленного в 1948 г. Ю. И. Половинкиной и др. Однако, в атласе Ю. И. Половинкиной и др. (1948) разделение объектов и признаков дано не по типам текстур, как полагает Л. Н. Ботвинкина, а именно по типам и группам горных пород, причем для каждой из семи групп, выделенных среди осадочных пород (часть II), отдельно рассматриваются характерные текстуры и структуры.

Л. Н. Ботвинкина предлагает также вариант построения атласа по стадиям породообразования («текстуры первично-седиментационные, диагенетические и более поздние»). Естественно, что при наличии разнородных данных и недостаточной ясности в таких вопросах (многие исследователи понимают эти стадии по-разному), построение атласа и по такому принципу, нерационально и крайне затруднительно не только для составителей, но, что особенно существенно, для читателей в виду сложности пользования подобным атласом.

В разделе «Расположение материала» Л. Н. Ботвинкина (1964) пишет, что «принятую в первой части „Атласа...” систематизацию материала (сначала текстуры на поверхности напластования, потом текстуры в разрезе) также следует признать методически неправильной и практически неудобной», так как эти два вида текстур «выражают одну и ту же текстуру, но лишь видную в разных плоскостях» (стр. 132).

В действительности же в названном классе выделяются текстуры поверхностей напластования и внутрипластовые («Атлас» ч. I, стр. 22, 23 и др.). При этом последние совсем не обязательно проявляются на поверхностях напластования и отнюдь не являются синонимами «текстур в разрезе», как это, видимо, полагает Л. Н. Ботвинкина. Для поверхностей напластования характерны свои особые группы текстурных знаков, выделение которых не лишено смысла, поскольку они фиксируют главным образом «перерывы», паузы в осадкоаккумуляции, в то время как внутрипластовые текстуры образуются в связи с особенностями седиментации и диагенезом. Таким образом, и это замечание вызывает лишь недоумение.

Далее Л. Н. Ботвинкина подчеркивает, как дефект первой части, что в ней дано мало изображений штуфов и обнажений пород «в трех измерениях». Они, действительно, единичны. Но подыскать подлинные изображения объектов в трех измерениях (т. е. в виде блок-диаграмм), притом не выдуманные, а виденные в природе, удается редко. Такие данные крайне немногочисленны даже в работах Л. Н. Ботвинкиной, специально посвященных слоистости.

В разделе «Соотношение приводимых материалов» всему содержанию книги брошено обвинение в субъективности: уделено особое внимание методике изучения конгломератов потому, что этим занимался редактор «Атласа...» А. В. Хабаков; микротекстурам же глины уделено основное внимание, поскольку здесь также сказывается и влияние М. В. Викуловой (стр. 134). В действительности же, в первой части около половины таблиц и около трети текста относится к пескам — песчаникам. Следовательно, и песчаникам уделено вполне достаточно места и внимания.

Составителем раздела текстур и структур песков — песчаников была Г. И. Ершова, которая опустила статью на эту тему, встреченную сочувственно.

При описании микротекстур большее внимание уделено микротекстурам глины не потому, что здесь сказывалось особое влияние М. Ф. Викуловой. Рецензент, очевидно, упустил из виду, что для глинистых пород этот признак более характерен, чем для обломочных; не только в «Атласе...», но и вообще в опубликованной литературе микротекстуры глины освещены значительно шире микротекстур обломочных пород.

Раздел отзыва Л. Н. Ботвинкиной «О затруднениях при пользовании Атласом» содержит полезные указания на некоторые пробелы в ссылках на таблицы и страницы книги. Высказано пожелание снабдить таблицы тематическими заголовками. Эти замечания авторам следует учесть при переиздании первой части и составлении последующих.

В разделе «Соответствие материала «Атласа..» современному уровню знаний» сказано, что в нем содержится, наряду с новым, вполне современным по уровню знаний, «также и материал, значительно устаревший» (стр. 135). В наши дни быстрого развития знаний упрек в устарелости какой-то части данных почти всегда в чем-нибудь справедлив. В рецензии правильно отмечено, что в разбираемой книге не дано, например, характерных примеров текстур и структур, возникающих в связи с мутьевыми потоками.

Однако в данном разделе критического разбора речь идет главным образом о другом. Утверждается, будто первая часть Атласа значительно устарела в вопросах методики изучения и классификации генетических типов слоистости, особенно косой слоистости. Почему, спрашивается, «устарела»? Оказывается, потому, что составители разделяют мнение Ю. А. Жемчужникова о возможности различать всего лишь пять главных фашиально-генетических типов косой слоистости, но не согласны с некоторыми утверждениями и методическими приемами Л. Н. Ботвинкиной в данном вопросе.

В последнем разделе отзыва «Частные замечания»,— Л. Н. Ботвинкина утверждает, будто авторы не признают случаев нахождения косой слоистости в биогенных породах, при образовании которых органические остатки оказались перераспределенными движением среды отложения (стр. 135). Прежде всего это утверждение, если вдуматься в его смысл, представляет собой софизм, поскольку такие образования являются уже переотложенными — обломочными и могут дать косослоистые скопления из обломков и скелетных остатков организмов. Кроме того, оно не соответствует истине, так как в «Атласе...» в табл. 107, фиг. 2 этой работы показана косая слоистость, созданная скоплениями фузулинид, а в табл. 109, фиг. 2 изображены косые слойки, состоящие из ракушинок беззамковых брахиопод — оболид.

Следует отметить, что Л. Н. Ботвинкина в критическом разборе допустила и ряд других неточностей. Например: не соответствует действительности упрек авторам «Атласа...» в отсутствии трехчленной классификации текстурных знаков на поверхностях напластования (см. ч. I, стр. 24); не верно также и то, что авторы не показали разновидности трещин усыхания, не образующих замкнутых полигонов (см. табл. 32, 33 и др.); замечание о том, что не учтена работа И. В. Хворовой (1955) о некоторых поверхностных текстурах во флише (1955) также не верно (см. ч. I, стр. 30, 138; табл. 53, фиг. 2—3; табл. 81, фиг. 2 и др.). Использовать литературу, изданную в 1960 г. и позже, авторы «Атласа...», конечно, не могли, поскольку уже в мае 1960 г. он был сдан в набор.

Если бы Л. Н. Ботвинкина более внимательно ознакомилась с первой частью этой работы, она, вероятно, избежала бы в своем критическом обзоре многих допущенных ею ошибок.

Отзыв Л. Н. Ботвинкиной завершается беспрецедентным, выходящим за пределы логики и этических норм выпадом против редактора издательства Н. Г. Державиной, хотя раньше она и признавала, что «оформление Атласа сделано на высоком уровне» (стр. 136). Оказывается, редактор Н. Г. Державина тоже повинна в «недостаточной продуманности» книги и т. п.

Мы не могли оставить без ответа отзыв Л. Н. Ботвинкиной в связи с неприемлемостью ее принципиальных установок по отношению к «Атласу текстур и структур горных пород».

Основные положения, высказанные Л. Н. Ботвинкиной, в ее отзыве никак нельзя рекомендовать авторам «Атласа...» для использования при составлении его последующих частей и подготовке к переизданию первой части.

Мы считаем, что Атлас является очень нужной и полезной книгой, хотя он и не лишен, как всякий большой труд, ряда недочетов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Составлен Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, Е. И. Орешниковой под руководством М. О. Викуловой и А. В. Хабакова. Госгеолтехиздат, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 59, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Об «Атласе текстур и структур осадочных горных пород», ч. I. Обломочные породы. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.
- Половинкина Ю. И. и др. Структуры горных пород, том II. Осадочные породы. Госгеолтехиздат, 1948.
- Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 155, № 6, 1955.

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

В журнале «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1964 г. была помещена статья Л. Н. Ботвинкиной, посвященная разбору вышедшей из печати книги «Атлас текстур и структур осадочных горных пород», ч. 1, 1962 г. Статья эта была одобрена Редакцией журнала.

Л. Н. Ботвинкина, наряду с общей положительной оценкой указала на многие недостатки этой работы. Редакция журнала считала полезным опубликовать эту критику тем более потому, что работа по составлению атласов будет продолжаться.

Редакция отмечает, что многие возражения группы авторов «Замечания по поводу критики...» (публикуемые в этом номере), к сожалению, не соответствуют высказываниям Л. Н. Ботвинкиной, что становится очевидным при внимательном сопоставлении «Замечаний» с текстом статьи Л. Н. Ботвинкиной (например, по поводу текстур, видных внутри пластов и на поверхностях наложения, по вопросу о «субъективности», в которой якобы обвиняются авторы атласа, об «устарелости» атласа, по поводу слоистости в биогенных породах, по трехчленной классификации и др.).

Редакцией в письме к авторам «Замечаний» было обращено на это внимание, однако они ответили, что в своей критике они имеют ввиду «не формулировки Л. Н. Ботвинкиной, а смысл ее высказываний, который достаточно понятен» и настаивали на публикации их замечаний без уточнения.

В некоторых случаях авторы «Замечаний» недостаточно хорошо ознакомились с текстом атласа. Так, например, обвиняя Л. Н. Ботвинкину в «выпаде против технического редактора Н. Г. Державиной» они не заметили, что техническим редактором атласа является О. А. Гурова, а Н. Г. Державина — редактор издательства, который, безусловно, должен отвечать за ряд недостатков выпущенной работы.

Кроме замечаний А. Н. Гейслера и др. на рецензию Л. Н. Ботвинкиной об «Атласе текстур и структур...», в редакцию поступило письмо М. С. Швецова, который отмечает, что в статье Л. Н. Ботвинкиной много справедливого и верного, и даже сказано далеко не все, что можно было бы написать. В атласе кое-чего не хватает, есть лишнее и иногда ненужное дублирование. Однако М. С. Швецов считает, что текстура, особенно в своих деталях, во многом определяется составом породы и поэтому он не согласен с Л. Н. Ботвинкиной, что описание текстур по породам, а не по типам текстур, затруднит пользование атласом. М. С. Швецов положительно оценивает I часть атласа.

Таким образом, никто, в том числе и Л. Н. Ботвинкина, не сомневается в полезности «Атласа текстур и структур...» и в необходимости составления остальных частей атласа с учетом выявленных недостатков. Поэтому дальнейшее обсуждение вышедшего I тома атласа Редакция считает нецелесообразным.

Однако в рецензии Л. Н. Ботвинкиной, кроме критических замечаний, был поставлен ряд принципиальных вопросов, в той или иной мере еще дискуссионных, например: о специфике работ по составлению атласов; о взаимозависимости и характере связей различных признаков пород; о соотношении внутрислоистых текстур с текстурами, видными на поверхностях напластования и др. Публикация материалов по этим вопросам с различных точек зрения будет полезной и интересной для читателей.

УДК 549.67 : 551.76 + 551.77 (471.3)

## ОБ ИЗУЧЕНИИ ЦЕОЛИТОВ В МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(по поводу статьи Г. Ю. Бутузовой)

С. И. ШУМЕНКО

В журнале «Литология и полезные ископаемые», № 4 за 1964 г. опубликована статья Г. Ю. Бутузовой «К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР».

Работа основана на применении комплекса методов и уже поэтому представляет интерес. Автор, опираясь на последние работы зарубежных исследователей, в основном Мэсона и Санда, а также Мумптона (Mason and Sand, 1960; Mumpton, 1960) и используя полученные данные дифференциально-термического, рентгенографического, химического и кристаллооптического методов, приходит к выводу, что цеолит из отложений харьковского и киевского ярусов Никопольского района и из хадумских

отложенный Чнатурского района следует отнести к клиноптилолиту. Такой вывод не вызывает особых возражений, хотя его следовало бы подкрепить термофазовыми исследованиями, которые в настоящее время являются наиболее надежным критерием, позволяющим отличить гейландит от клиноптилолита. К сожалению, таких данных Г. Ю. Бутузова не приводит. Одних кривых ДТА в данном случае недостаточно для того, чтобы четко диагностировать клиноптилолит. Это видно даже из таблицы, приводимой самой Г. Ю. Бутузовой, где кривые ДТА ее образцов 1, 4 и 5 значительно более подходят к гейландиту, чем к другим образцам клиноптилолита, характеризующимся одновершинным эндоэффектом.

Вероятно также, что категорически судить о классификационном положении клиноптилолита, т. е. считать его самостоятельным минеральным видом в группе гейландита или разновидностью гейландита, не следует до выяснения структурных особенностей клиноптилолита осадочного генезиса. Пока же мы не располагаем даже его индцированными рентгенограммами, не говоря уже о том, что название клиноптилолит (т. е. косогазущий птилолит, по Дана) в данном случае просто теряет смысл, поскольку ни Г. Ю. Бутузовой, ни авторами, на которых она ссылается, это косое угадание не улавливалось, так как минерал практически выглядит изотропным.

Основные возражения, однако, вызывают выводы, сделанные Г. Ю. Бутузовой. Располагая довольно ограниченным собственным материалом (эоцен, олигоцен двух районов) и ссылаясь на работы указанных авторов по туфогенным третичным отложениям, Г. Ю. Бутузова делает вывод о широком распространении клиноптилолита во всех мезо-кайнозойских отложениях Русской платформы и сопредельных регионов. При этом используются данные других авторов, причем, к сожалению, не всегда объективно. В частности, Г. Ю. Бутузова не отмечает тот факт, что показатели преломления цеолитов, описанных Н. В. Ренгартен (1945), Г. И. Бушинским (1954), А. Г. Коссовской (1954) и С. И. Шуменко (1962), заметно выше (1,483—1,489), чем в ее образцах (1,470—1,477) и образцах Мумптона, Санда и др. Значительно более низкое соотношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 6,4$ , чем у клиноптилолитов, приведенное в наших работах, Г. Ю. Бутузова объясняет наличием 12% (?) гидрослюд. При этом оставляется в стороне факт присутствия кварца, который устанавливается по приводимым нами рентгенограммам, в то время как о гидрослюдах никаких оснований говорить нет (интересно, что приходя к выводу о наличии примесей в своих образцах, Г. Ю. Бутузова считает, что они компенсируют друг друга (?)).

Наконец, Г. Ю. Бутузова оставляет без внимания наши указания о различной термоустойчивости цеолитов, о чем свидетельствует приводимая нами таблица (Шуменко, 1962), Термофазовые исследования совершенно определенно указывают на то, что различные образцы цеолитов претерпевают изменения при нагревании фиксируемые рентгенографически в широком диапазоне от 650 до 1000°. Первые, таким образом, сходны с обычным гейландитом<sup>1</sup>, последние, возможно, следует отнести к клиноптилолиту. Существуют и промежуточные различия. К этому следует добавить и различие в габитусе кристаллов цеолитов.

В последнее время появились работы, в которых описываются в одних и тех же образцах различные цеолиты; клиноптилолит совместно с гейландитоподобным цеолитом, вероятно, аналогичным описанному нами (1962), Шепард А. О. (Shepard, 1961), морденит и клиноптилолит Судо и др. (Sudo и др., 1962), гейландит, десмин, ломонит Запорожцева и др., 1963.

В свете всех этих данных вывод Г. Ю. Бутузовой о том, «что клиноптилолит является одним из наиболее широко распространенных аутигенных минералов среди мезо-кайнозойских осадков платформенных областей» представляется недостаточно обоснованным, а ревизия всех до сих пор сделанных определений (в том числе наших) весьма субъективной.

До недавнего времени в нашей литературе чуть ли не все осадочные цеолиты определялись как морденит. Г. Ю. Бутузова выдвигает клиноптилолит как некую новую панацею. Следуя этой идее, мы должны теперь чуть ли не все платформенные цеолиты определять как клиноптилолит. С таким выводом, конечно, согласиться нельзя.

Осадочные цеолиты только теперь начинают изучаться комплексно, с применением различных методов исследования. Здесь предстоит еще большая и сложная работа как по диагностике отдельных видов и разновидностей, так и по выяснению деталей генезиса цеолитов. Многие еще не ясно. Но можно сказать уже сейчас, что аутигенные цеолиты даже в пределах одной платформенной области нельзя свести к одному минеральному виду, будь то морденит, гейландит или клиноптилолит.

<sup>1</sup> При кратковременном быстром нагреве гидротермальный гейландит из Исландии вел себя аналогично.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН АН СССР, вып. 156, 1954.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений Восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 48, № 8, 1945.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 159, 1954.
- Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Шуменко С. И. Исследования некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов. Минералогич. сборн. Львовского геологич. об-ва, № 16, 1962.
- Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 48, № 8, 1945.
- Шуменко С. И. Разности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых осадках Украины. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
- Mason B., Sand Z. B. Clinoptilolite from Patagonia. The relationship between clinoptilolite and heulandite. Amer. Miner. (45), № 3—4, 1960.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redafired. Amer. Miner. (45), № 3—4, 1960.
- Sudo T., Nisiyama T., Chin K., Hayashi H. Mordenite and clinoptilolite in glassy tuffs of Japan. Journ. Geol. Soc. Japan (69), № 808, 1962.
-

## **ХРОНИКА**

УДК 552.58

### **ЗАСЕДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНЫХ КОМИССИИ ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ И УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ**

**П. П. ТИМОФЕЕВ**

В Гелеене (Голландия) в сентябре 1964 г. состоялись заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре (8—10 сентября) и углепетрографическому анализу (11 сентября). На заседаниях присутствовали делегаты из 14 стран: Австралии, Англии, Бельгии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Голландии, Индии, Испании, СССР, США, ФРГ, Франции и Югославии.

Заседание Международной комиссии по углепетрографической номенклатуре было открыто президентом комиссии М. Тайхмюллер (М. Teichmüller, ФРГ). Оно было посвящено дискуссии по общим вопросам, касающимся главным образом классификации гумусовых углей.

В. Спакман (W. Spakman, США) на основании своих многолетних исследований углей, различающихся как степенью метаморфизма, так и вещественным составом, пришел к выводу о необходимости создания единой классификации для всех углей, начиная от мягких бурых и кончая антрацитами. Он подчеркнул, что эта классификация должна быть построена по единому принципу, отражающему природу и происхождение угля. И. Брегер (I. A. Breger, США), разделяя точку зрения В. Спакмана, предложил обосновать генетические типы углей показателями технологической и химической характеристик и таким образом подойти к вопросу построения промышленной классификации углей.

П. П. Тимофеев (СССР) отметил, что за создание единой и именно генетической классификации гумусовых углей (о чем был доклад П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой еще в 1961 г. на заседании комиссии), в последнее время высказывается все больше и больше ученых. Выявление принципов генетической классификации и построение самой классификации должно основываться на комплексном изучении различными методами как вещества самих углей, так и литолого-фациального состава вмещающих пород, т. е. пород угленосной формации в целом, являющихся результатом определенных палеогеографических и палеотектонических обстановок осадко- и угленакопления. Именно на этой основе в Геологическом институте АН СССР разработана генетическая классификация гумусовых углей СССР, генетические типы которой обнаруживаются в углях любой степени углефикации, в том числе и в торфе.

Якоб (H. Jacob, ФРГ), Альперн (B. Alpern, Франция) и Шоош (Soos, Венгрия) высказали другую точку зрения. В своих выступлениях они говорили о необходимости двух классификаций: для мягких бурых и каменных углей, включая и твердые бурые. Они обосновывали это тем, что в мягких бурых углях гелефицированные микрокомпоненты более разнообразны по сравнению с каменными и твердыми бурыми углями и практически оказываются несопоставимыми в ряду углефикации: мягкий бурый уголь — твердый бурый уголь — каменный уголь и антрацит.

Дальнейшая дискуссия была направлена на обсуждение конкретных классификаций и номенклатуры углей, предложенных различными исследователями. В частности, подробно были разобраны варианты классификаций гумусовых углей, предложенные доктором Подгайным (O. Podgajni, Югославия). По его мнению, для каменных и бурых углей необходима раздельная классификация. Предложенная им классификация каменных углей принципиально не отличается от классификации углей по системе Стопс-Геерлена. Для бурых углей он предложил два варианта классификации. По первому мягкие бурые угли (лигниты) и твердые бурые угли должны иметь раздельные классификации, по второму — единую.

Замечания по предложению Подгайного сводились к следующему: Спакман, Брегер и П. П. Тимофеев еще раз указали на необходимость единой классификации для всех

гумусовых углей. П. П. Тимофеев подчеркнул, что этим самым генетические особенности углей не будут подменяться особенностями, возникшими в процессе углефикации. На данном уровне развития наук об угле, когда все шире ставятся вопросы о рациональном использовании углей, чрезвычайно важно разграничить свойства и признаки углей, обусловленные соответственно генезисом и процессом углефикации. Отделение терминологией мягких бурых углей от твердых бурых углей и каменных, представляющих единый ряд становления угля, создает дополнительные трудности в изучении эволюции угольного вещества при метаморфизме. Единая терминология является необходимым условием создания промышленной классификации углей. Далее П. П. Тимофеев отметил:

1) терминология микролитотипов и мацералов должна быть дана по единому принципу с учетом преобладающего и второстепенного вещества угля и степени разложения первого. В предложенной классификации Подгайного атритт выделен по признаку измельчения растительных остатков, молит отражает смысл мягкости вещества, гелит — характер превращения вещества;

2) второй вариант классификации Подгайного более приемлем. В нем исключены лигниты, под которыми подразумеваются наименее углефицированные бурые угли. Однако лигнитами обычно называют обломки древесины. В связи с этим обозначать гетерогенные угли этим термином не имеет смысла;

3) предложенное подразделение бурых углей на молодые угли низкой степени углефикации и молодые угли высокой степени углефикации лучше заменить соответственно на мягкие бурые угли или землистые и твердые бурые угли, как это принято сейчас в углепетрографии.

Рассмотрение предложенных по классификациям Якоба, Минчева (Mincev, Болгария) и Тайхмюллер было перенесено на буроугольную секцию.

Оживленной была дискуссия по вопросу, касающемуся определения понятий «мацерал», «микролитотип» и «литотип». Следует отметить, что этот вопрос принял дискуссионный характер в связи с тем, что американскими углепетрографами эти термины используются не в том понимании, как это принято в международном словаре по петрологии углей.

Кеди (D. G. Cady, США) указал, что определение термина микролитотип, сформулированное в Международном словаре по петрологии углей (2 издание), предполагает использование его только при микроскопическом исследовании аншлифов из дробленых углей (обусловлено требованием ширины полосы не более 50 мк) и неприменимо для характеристики вещественного состава угольного пласта в целом и его стратиграфии в смысле последовательности в нем микролитотипов. Он отметил, что это определение микролитотипа не соответствует пониманию немцами термина «полосчатый уголь» (Streifenarten), так как последний используется ими при изучении целого разреза угольного пласта. Это сравнение, — отмечает Кеди, — делает еще более неясным значение термина „микролитотип“.

Кеди предложил расширить применение термина «микролитотип» и пользоваться им при описании разрезов угольных пластов. Для описания микроструктуры отдельных образцов ввести новое понятие «мацертип». Наименование мацертипов должно определяться названиями входящих в них мацералов или групп мацералов с указанием процентного соотношения. Например, мацертип  $V_{60}L_{15}I_{25}$  или  $V_5M_{65}F_{35}$  и т. д.

Далее Кеди высказался за упразднение термина «литотип», как уже не нужного при изучении углей. Он также указывал на необходимость введения более четкого подразделения мацералов по степени их обобщенности, т. е. выделять группы мацералов, подгруппы мацералов и мацералы. При этом их названия должны отличаться по окончанию. Например, в терминах мацералов сохранить окончание «init», а для подгрупп использовать окончание «inoid» (витриноид).

А. Гаррисон (A. Haggison, США) настоятельно рекомендовал принять замечания Кеди по вопросу определения и применения вышеуказанных терминов. Для определения количественного сочетания мацералов и групп мацералов в микролитотипах он предложил известную методику, по которой используется 20-точечный окуляр с учетом правила 5%. А. Гаррисон при исследовании углей предложил учитывать следующие микролитотипы: группы мацералов, подгруппы мацералов и мацералы (см. табл.).

Предложение М. Маковской (M. Th. Mackowsky, ФРГ) было направлено к сохранению определения микролитотипа в той формулировке, которая дана в Международном словаре по петрологии углей.

П. П. Тимофеев согласился с Кеди по поводу упразднения термина литотип. Он отметил: 1) на современном уровне знаний об угле нет необходимости выделения литотипов, которые характеризуют уголь очень широко и тем самым лишают его конкретного смысла; 2) термин «микролитотип» следует заменить термином «генетический тип», или «генотип», определяющим мацеральный состав угля, а также химические, технологические свойства и условия залегания в угленосной формации.

В результате дискуссии члены комиссии не выработали единого мнения по обсуждаемому вопросу.

Мономацеральные микролитотипы	Группы мацералов	Подгруппы мацералов	Мацералы
Витроид	Витринита	Витриноид	Коллинит Телинит
Липтоид	Лейптинита	Экзиноид	Экзиниты Кутиниты Альгиниты Резиниты
		Резиноид	Резиниты Экзиниты Кутиниты Альгиниты
		Микриноид	Микриниты Семифюзиниты Фюзиниты Склеротиниты
Инертоид	Инертинита	Фюзиноид	Фюзиниты Микриниты Семифюзиниты Склеротиниты
		Семифюзиноид	Семифюзиниты Микриниты Фюзиниты Склеротиниты

Примечание. Бимацеральные микролитотипы: клароид=витринит + лейптинит; дуroid = инертинит + лейптинит; витринертоид=витринит + инертинит. Тримацеральные микролитотипы: дуоклароид=витринит + лейптинит + инертинит; клародуroid=инертинит + лейптинит + инертинит.

В повестке дня заседания комиссии корректировались описания терминов инертинит, семифюзинит, лейптит, спорит, карбоминерит и карбосидилиты, предложенных для следующего издания Международного словаря Альперном и Маковской. В описания внесены ряд поправок, большинство которых не имели принципиального значения. П. П. Тимофеев указал на необходимость подразделения семифюзинита по признаку сохранности структуры в нем и размерности включений, т. е. в семифюзините выделять мацералы с телинитовой, посттелинитовой, преколлинитовой и коллинитовой структурами.

Было уточнено также понимание ряда перечисленных терминов. В частности, принято решение в группу лейптинита включать следующие микрокомпоненты: суберинит, кутинит, споринит, резинит, альгинит, липтодетринит. Под резинитом рекомендовано понимать не только смоляные тела, но также воск и каучук, если речь идет о мягких бурых углях.

Вновь обсуждалось предложение Б. Альперна, касающееся термина «микринит», так как на заседании комиссии по углепетрографической номенклатуре в сентябре 1963 г. (Париж) по этому вопросу не было принято какого-либо решения. В результате дискуссии было решено термин «массивный микринит», описанный в Международном словаре по петрологии углей, заменить термином «макринит», а тонкозернистый микринит обозначить просто «микринит».

Следующее заседание было посвящено обсуждению номенклатуры и генетической классификации углей Геологического института АН СССР, предложенной П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой.

Для предварительного ознакомления с терминологией этой классификации, членам комиссии были разосланы описания 60 терминов, касающиеся генетических типов гелинитовых углей, а также описания общих терминов, как, например, генетический тип угля, гелефузенизация и др. Ввиду большого объема материала дискутировалось только общие термины; обсуждение терминов по конкретным типам углей состоялось на заседании Международной комиссии в октябре 1965 г. в Будапеште.

В программе заседания комиссии предполагалось обсуждение новой классификации гумусовых углей, предложенной Маковской. За недостатком времени ее обсуждение было отложено. Судя по ее материалам, классификация представляет собой шаг вперед по сравнению с существующей классификацией М. Стопс.

На заключительном заседании Международной комиссии по углетепрографической номенклатуре были подведены итоги и были высказаны замечания по дальнейшему направлению работы комиссии. В частности, П. П. Тимофеев внес предложение включить в резолюцию следующие два положения: 1) в настоящее время в связи с большими успехами, достигнутыми в познании вещества угля, уже нельзя ограничиваться только усовершенствованием терминологии и классификации углей системы Стопс-Геерлена, которая получила право на существование 30 лет назад, а поэтому должна рассматриваться как пройденный этап. Уже настало время утверждения новой классификации, основанной на генетических особенностях углей, вызванных условиями осадконакопления вмещающих пород и угленосных формаций в целом; 2) в связи с тем, что часть членов номенклатурной комиссии пришла к мнению о целесообразности единой классификации для всей гаммы углефикации углей, начиная от бурых, включая и торф, и кончая антрацитами, совершенно необходимо в дальнейшем работу бурогоугольной и каменноугольной комиссий проводить совместно. Это позволит выработать единый подход к методике изучения углей, их терминологии, принципам классификации и построения самой классификации.

Минчев присоединился к мнению П. П. Тимофеева и еще раз указал на необходимость генетического подхода к изучению углей и создания единой классификации для углей всех степеней углефикации.

В конце заседания были рассмотрены организационные вопросы. М. Тайхмюллер обратилась с просьбой освободить ее от обязанностей президента Международной комиссии по углетепрографической номенклатуре и предложила избрать новым президентом В. Спакмана (США). Избран также новый председатель Международного комитета по петрологии углей (до этого председателем был Роберт Потонье, ФРГ). По просьбе Роберта Потонье новым председателем избран Е. Штах (ФРГ), бывший до этого вице-председателем. Вице-председателем избрали профессора И. И. Аммосова (СССР).

Заседание Международной аналитической комиссии было открыто приветствием президента Маковской. Она указала на эффективность применения метода измерения отражательной способности не только для определения степени углефикации угля, но и для объективного разграничения микрокомпонентов, входящих в группу инертинита. На повестку дня заседания аналитической комиссии были поставлены следующие вопросы: 1) о границе отражательной способности между семифюзинитом, фюзинитом и микринитом; 2) значение максимальной, минимальной или средней величины отражательной способности, а также рельефного и безрельфного аншлифа при определении степени углефикации угля; 3) утверждение дальнейшей программы работ.

Маковская доложила о результатах исследования в различных лабораториях мира, проведенных с целью выяснения поставленных выше вопросов. Она отметила, что статистические данные свидетельствуют о необходимости подразделения мацералов инертинита на две группы: на мацералы с отражательной способностью выше 2,2 и мацералы, у которых отражательная способность меньше 2,2. В результате дискуссии это предложение было принято.

Второй вопрос вызвал оживленную дискуссию. Де-Фрис (Н. А. W. de-Vries, Голландия) указал, что для высокометаморфизованных углей степень рельефности аншлифа не имеет значения. Тайхмюллер считает, что целесообразнее работать с безрельфными аншлифами, так как степень углефикации приходится нередко определять по рассеянным частичкам, которые при полировке оказываются безрельфными, и их отражательная способность может сравниваться только с безрельфными аншлифами, сделанными из углей известной степени углефикации. При обсуждении этого вопроса выяснилось, что целесообразнее пользоваться безрельфными аншлифами.

В отношении использования минимальной и максимальной величины отражательной способности для определения степени углефикации угля Маковская указала, что лучшие результаты определения степени углефикации углей получаются при использовании величины максимальной отражательной способности, которая точнее показывает истинный метаморфизм и исключает приводящие факторы (качество полировки и др.). Но при этом также надо помнить, что максимальная и минимальная отражательная способности подчеркивает анизотропию вещества, появляющуюся при усилении степени углефикации угля.

В ходе дискуссии выяснилось, что на величину отражательной способности влияет влажность аншлифа. Гаррисон продемонстрировал график зависимости изменения величины отражательной способности с повышением влажности. С повышением влажности уменьшается величина отражательной способности. Однако Маковская считает, что это скорее результат окисления угля, чем изменения влажности.

Шоош указал, что в бурых углях резинит, например, изменяет отражательную способность по мере окисления вследствие разрыхления поверхности, однако до определенного предела, после чего отражательная способность становится постоянной.

Брегер согласился с Гаррисоном и отметил, что при различном насыщении аншлифов водой при их изготовлении отражательная способность углей изменяется.

Для окончательного решения вопроса о влиянии влажности аншлифов на величину отражательной способности Маковская предложила провести экспериментальную работу по определению отражательной способности в рельефных и безрельфных аншлифах с различным насыщением влаги. И. Кардаун (Ir. G. Kardaun, Голландия) предложил еще при этом учесть и степень метаморфизма. В качестве объекта исследования был выбран пласт Бальдур. Постановили разослать 3—4 аншлифа из углей этого пласта в различные лаборатории мира. Результаты исследования должны быть высланы в комиссию до заседания ее в Будапеште.

В заключение следует отметить, что в результате заседаний обеих комиссий в течение ряда лет и обмена опытом работы между учеными разных стран решены многие вопросы, связанные с унификацией терминологии и методов исследования углей. Это в свою очередь привело к постановке на повестку дня задачи, касающейся создания новой классификации углей на генетической основе, принципиально отличной от устаревшей системы Стопс-Геерлена.

Все заседания и научные дискуссии проходили в дружественной обстановке.

Геологический институт  
АН СССР  
Москва

Дата поступления  
18.XII.1964

**СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»**  
за 1965 год (№№ 1, 2, 3, 4, 5, 6)

- А. А. Аксенов. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря . . . . . № 2
- Л. А. Богданова. Петрографические особенности термально-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна . . . . . № 5
- Л. Н. Ботвинкина. Тектурный анализ и перспективы его развития . . . . . № 2
- Ю. Н. Брагин. Бентонитовые глины триасовых отложений Донбасса . . . . . № 3
- Г. Н. Бровков. Ломонитовая минерализация в вулканогенно-осадочной толще девона Минусинского прогиба . . . . . № 3
- Г. Н. Бровков, А. Е. Могилев. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу . . . . . № 6
- Г. И. Бушинский. А. Д. Архангельский и развитие литологии в СССР . . . . . № 4
- А. А. Гаврилов. Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс Южного Урала . . . . . № 3
- Е. А. Головин. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений . . . . . № 2
- Б. Ф. Горбачев. Некоторые особенности карстовых бокситов Нижнесергинского района на Урале . . . . . № 1
- В. И. Грязнов, Л. В. Червонокоя. О минералах фосфора в никопольских марганцевых рудах . . . . . № 4
- Г. С. Дзюценидзе. О генезисе Чиатурского месторождения марганца . . . . . № 1
- П. В. Зарицкий. Изоморфизм железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна . . . . . № 3
- Л. Н. Капченко. О гипотезах концентрирования глубинных рассолов осадочной оболочки за счет удаления из растворов молекул воды . . . . . № 2
- Г. В. Карпова, Э. П. Шевякова. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины . . . . . № 2
- Н. В. Кирсанов, В. В. Власов, А. А. Сабитов. О минералогическом составе бентонитовых глин Нурлатского месторождения в Татарской АССР . . . . . № 3
- Н. А. Красильникова, Б. Г. Гуревич, В. З. Блисковский, Ю. Ф. Шмелькова, Г. А. Оболенская. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области . . . . . № 4
- А. И. Кривцов. Новые данные о мезозойских бокситах Урала . . . . . № 4
- И. В. Круть. О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа . . . . . № 3
- А. В. Лапо. Об интерпретации результатов разделения углей на фракции . . . . . № 3
- Е. С. Ларская. Карбонатность мезо-кайнозойских глинистых пород западного Предкавказья и палеоклиматические условия их накопления . . . . . № 2
- Н. В. Лебедева, Е. И. Сахарова. О слоистости песчаных русловых гряд . . . . . № 2
- Н. А. Лисицына. Особенности распределения и формы нахождения титана в коре выветривания основных пород . . . . . № 4
- А. У. Литвиненко. К познанию глауконитов . . . . . № 2
- Н. В. Логвиненко. О некоторых особенностях метабазиса терригенных пород геосинклиналей . . . . . № 3
- В. И. Марченко. Значение окисного коэффициента для фациального анализа морских отложений . . . . . № 4
- М. В. Михайлова. Петрографические особенности карбонатных пород верхней юры Северного Кавказа и Предкавказья и выделение среди них типов коллекторов . . . . . № 5
- Е. Н. Невесский. Некоторые закономерности осадкообразования в прибрежной зоне моря . . . . . № 4
- В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью . . . . . № 6

А. И. Осипова, Т. Н. Бельская. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне . . . . .	№ 5
А. И. Отрешко. Вопросы неотектоники и рудообразования в Поволжье, Западном Приуралье и Прикаспии . . . . .	№ 1
Ю. А. Павлидис. Особенности распределения железа в прибрежных отложениях Курильских островов . . . . .	№ 5
М. В. Пастухова. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузтагской соленосной толщи . . . . .	№ 1
М. В. Пастухова. К познанию аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов в соленосных породах . . . . .	№ 3
М. В. Пастухова. К вопросу о распределении двуокиси титана в платформенных бокситах Тургайского прогиба . . . . .	№ 4
В. П. Петелин. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана . . . . .	№ 4
И. П. Резников. К вопросу о генезисе Удоканского месторождения . . . . .	№ 2
Е. В. Рожкова, Э. Г. Кузнецова, Э. Г. Васильева. Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических сульфидных и других минералов в осадочных толщах . . . . .	№ 4
Е. И. Сахарова. Некоторые наблюдения над слоистостью современных эоловых отложений в долине р. Оби . . . . .	№ 3
В. Ф. Севастьянов, И. И. Волков. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря . . . . .	№ 4
Н. А. Созинов. Об урансодержащих конкрециях . . . . .	№ 2
А. С. Соколов. О генезисе месторождений самородной серы . . . . .	№ 2
А. Н. Спицын. К познанию процессов изменения некоторых терригенных зерен при выветривании и переносе . . . . .	№ 1
З. А. Степина. Метод люминесцентной корреляции и расчленения карбонатных толщ на примере разреза нижнего и среднего карбона Южного Тимана . . . . .	№ 6
Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг. К вопросу о генетическом типе Чуатурского месторождения . . . . .	№ 1
Н. М. Страхов. Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса . . . . .	№ 4
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распределение на территории СССР . . . . .	№ 5
К. Томашаев. Литология карбонатных отложений верхней юры Кугитангтау и Кетмень-Чапты . . . . .	№ 6
М. Д. Троянов. Особенности некоторых карбонатных отложений с сингенетической свинцово-цинковой минерализацией в одном из районов Западного Узбекистана . . . . .	№ 3
И. В. Хворова, Т. Г. Елисеева. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты . . . . .	№ 1
Ф. В. Чухров, А. Д. Генкин, С. В. Соболева, Г. В. Басова. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова . . . . .	№ 2
В. Д. Шутов. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород (по работам американских и русских литологов за последние двадцать лет) . . . . .	№ 1
И. А. Шамрай. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования . . . . .	№ 2
Н. И. Юдин. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной части Тувинской АССР . . . . .	№ 2
А. Л. Юревич, А. П. Соколова. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пелловых туфов Прибалханского района Юго-Западной Туркмении . . . . .	№ 6

#### Краткие сообщения

М. М. Бежаев. Литологический состав континентальных угленосных отложений Восточного склона Урала . . . . .	№ 2
И. М. Беспалов, Ф. А. Гордон-Яновский. О первичных источниках меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донецкого бассейна . . . . .	№ 1
И. М. Беспалов. Проблемы поисков стратифицированных медных руд в Донецком бассейне . . . . .	№ 3
В. З. Блисковский. О продолжительности формирования фосфоритоносной коры выветривания на одном из месторождений Восточной Сибири . . . . .	№ 4
Д. П. Бобровник, Б. И. Сребродольский. Распределение барита и целестина в серных рудах Прикарпатья . . . . .	№ 5

Л. А. Гуляева, Т. П. Жузе, Г. Н. Юшкевич, Т. А. Ковалева. Растворимость в сжатых газах металлоорганических соединений нефти и битумов	№ 4
О. В. Зарицкая. Условия образования нижнепермских красноцветных отложений Восточной Украины	№ 6
В. Н. Киркинская. Черные оолитовые известняки синия Байкало-Патомского нагорья и их битуминозность	№ 5
Ю. М. Клейнер. О подводно-оползневых и обвальных текстурах сарматских известняков Мангышлакского побережья Каспийского моря	№ 4
А. В. Копелиович. О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород	№ 3
А. В. Копелиович. О некоторых аутигенных титанистых минералах в верхнешигровских известняках Подмосковья	№ 5
Ю. Н. Лазаренко. Некоторые закономерности распространения осадочных железных руд на территории Украины	№ 2
Б. С. Лунев. Дифференциация аллювиальных песков СССР по химическому составу	№ 1
Ю. И. Луинович, В. З. Кислик. О знаках ряби в каменной соли второго калийного горизонта Старобинского месторождения	№ 2
В. В. Могаровский. О второй находке эпигенетического глауконита в ассоциации с целестином	№ 1
В. В. Могаровский. О включении битумов в кристаллах целестина	№ 3
Ю. В. Мухин. О роли геологического времени при уплотнении глинистых осадков	№ 3
Ю. А. Нечаев. Литологические комплексы шешминских отложений Пермского Приуралья и их меденосность	№ 2
В. И. Пирогов. О процессах минералообразования в железистых породах южного замыкания Криворожской синклинали	№ 5
Ю. В. Покровский. Об взрывчатых кремнистых брекчиях среди палеозойских отложений Южного Урала	№ 2
Ц. М. Райтбурд, А. М. Царева. К вопросу о распределении глинистых минералов по фракциям в осадочных породах	№ 2
В. Д. Тимофеев, В. Ф. Плужникова. Вторичный рутил в южной части центральных областей	№ 6
С. В. Ходькова. О вторичных формах каоинита на Стебникском месторождении калийных солей	№ 6
С. С. Чекин. Минералогия щамозит-каолинитовых оолитов из нижнеюрских аргиллитов Бельского месторождения (Иркутская область)	№ 1
А. З. Широков, С. М. Седенко. Германий в основных типах осадочных горных пород	№ 2
Е. Ф. Шнюков, О. Е. Фесюнов. Геология и генезис Баксинского железорудного месторождения (Керченский бассейн)	№ 5

#### Методика

В. В. Власов, В. И. Ремизникова. К рентгенографической диагностике каолинита и некоторых других глинистых минералов и слоистых силикатов	№ 2
И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов. К методике изучения распределения терригенных минералов по магнитной восприимчивости	№ 5
Л. С. Пузанов, А. Л. Дмитрик. Некоторые вопросы методики исследований по декрипитации минералов	№ 3
О. А. Черняков. О коэффициенте метаморфичности «С»	№ 2
Л. Е. Штеренберг. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания	№ 2

#### Критика и дискуссии

А. А. Арустамов. Еще раз о методе литолого-формационного анализа	№ 6
В. И. Будников, Н. А. Лизалек. Критика, оторванная от фактов	№ 5
А. Н. Гейслер, И. С. Грамберг, В. Л. Либрович, Б. М. Михайлов, О. И. Некрасова, Я. К. Писарчик, Ю. И. Половинкина, В. Б. Тартарский. Замечания по поводу критики на первую часть Атласа текстур и структур осадочных горных пород	№ 6
Т. И. Гурова, В. П. Казаринов, Н. И. Косолобов. Зачем нужна такая критика	№ 5
Ю. П. Казанский. Еще раз об осадочных формациях	№ 5
В. П. Казаринов. Наши разногласия	№ 5
А. Г. Коссовская. Обзор работ по изучению глинистых минералов школы геологического института Страсбургского университета	№ 5

Г. Ф. Крашенинников. Ответ оппонента по поводу «Критики, оторванной от фактов» . . . . .	№ 6
Н. В. Логвиненко. Некоторые замечания по книге С. И. Малинина «Вторичные изменения пород, вмещающих угольные пласты» . . . . .	№ 2
П. П. Смолин. Справочно-методическое и учебное руководство Х. Б. Милнера «Осадочная петрография» . . . . .	№ 2
Н. М. Страхов. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова . . . . .	№ 6
А. В. Павлов. Замечания по поводу ответа А. А. Кордикова на нашу критическую статью «О геохимии угленосных отложений Южной Якутии» . . . . .	№ 3
П. Т. Тажибаева. Некоторые ошибочные представления о генезисе Джеккаганского месторождения . . . . .	№ 3
Г. Х. Файнштейн, М. Н. Виниченко. Опыт применения литолого-формационного метода при изучении юрских отложений Иркутского амфитеатра . . . . .	№ 6
С. И. Шуменко. Об изучении цеолитов в мезо-кайнозойских отложениях Русской платформы . . . . .	№ 6
Н. П. Юшкин. О книге М. В. Иванова «Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы» . . . . .	№ 1
Э. Н. Янов. К вопросу о литолого-формационном методе . . . . .	№ 6

#### Хроника

А. Г. Коссовская, В. Д. Шутков. Второе совещание по физическим методам изучения минералов осадочных пород . . . . .	№ 3
Г. Ф. Крашенинников. Вопросы литологии на XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии . . . . .	№ 3
А. П. Лисицын. Семинар по терригенной седиментации и геохимии железа и марганца в Тихом океане . . . . .	№ 3
П. П. Тимофеев. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу . . . . .	№ 6
О работе журнала «Литология и полезные ископаемые» в 1963 и 1964 гг. . . . .	№ 5

#### Памятные даты

П. В. Федоров. К семидесятипятилетию первой глубоководной экспедиции в Черном море . . . . .	№ 4
--	-----

Поправки к статье А. И. Кривцова «Новые данные о мезозойских бокситах Урала»,  
опубликованной в № 4, 1965 г.:

Стр.	Напечатано	Следует читать
139 4-я строка сверху 149 в табл. 4	нижнемеловыми $Fe_2O_3$	нижнемезозойскими $TiO_2$

Издательство «Наука» готовит к печати двухтомную монографию «Энергетические ресурсы СССР», в которой будет дана количественная и качественная оценка энергетических ресурсов страны и рассмотрены перспективы их использования.

Оба тома выйдут в свет в 1966 г.

### **Том I. ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ.**

В книге рассматриваются топливно-энергетические ресурсы всех видов (уголь, нефть, газ, торф, горючие сланцы). Описываются методика учета запасов и их соизмерение по энергетической эквивалентности, структурный состав по потенциальной оценке и по динамике разведанности, территориальное размещение общих и балансовых основных видов энергоресурсов и распределение их по глубине залегания, по насыщенности запасами в стратиграфическом разрезе, по площади и по качеству. Приводятся характеристика горно-геологических и эксплуатационных условий, обзор главнейших бассейнов и месторождений. Освещаются перспективы комплексного использования топливных ресурсов СССР.

### **Том II. ГИДРОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ.**

В книге дается оценка гидроэнергетических ресурсов СССР по всем показателям. Приводятся данные подсчетов потенциальных ресурсов республик и крупных экономических районов, определяются технически пригодные для использования гидроэнергоресурсы, выделяется их экономически эффективная часть. Большое внимание уделено качественным характеристикам гидроэнергоресурсов. Рассмотрены энергоресурсы морских приливов и перспективы их использования. Определяется место гидроэнергоресурсов СССР в мировой системе гидроэнергоресурсов. Изучаются вопросы использования гидроэнергоресурсов, характеризуются сдвиги в развитии гидроэнергетики, направления повышения эффективности и динамика технико-экономических показателей. Освещаются технико-экономические показатели действующих, строящихся и проектируемых гидроэлектростанций.

#### **условия подписки**

Цена всего издания 8 р.

Цена каждого тома 4 р.

При подписке вносится задаток в размере стоимости одного тома.

Подписка принимается книжными магазинами, распространяющими подписные издания, а также магазинами «Академ-книга».



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**