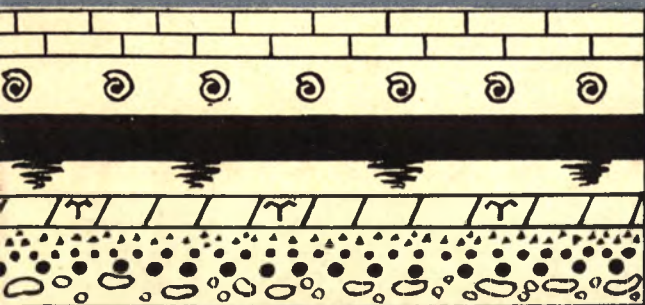


А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

А. П. ФЕОФИЛОВА

ПЕРЕХОД  
УГЛЕНОСНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
В СОЛЕНОСНЫЕ  
В ЗАПАДНОМ  
ДОНБАССЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. P. FEOFILOVA

TRANSFORMATION  
OF CARBONIFEROUS COAL DEPOSITS  
INTO PERMIAN SALT DEPOSITS  
IN WESTERN DONETZ BASIN

*(Transactions, vol. 140)*

---

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1966

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. П. ФЕОФИЛОВА

ПЕРЕХОД  
УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРБОНА  
В СОЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРМИ  
В ЗАПАДНОМ ДОНБАССЕ

*(Труды, вып. 140)*

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1966

Редакционная коллегия:  
академик *А. В. Пейве* (главный редактор),  
*К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*  
Ответственный редактор  
*П. П. Тимофеев*

Editorial Board:  
academician *A. V. Peive* (Chief Editor),  
*K. I. Kuznetzova, V. V. Menner, P. P. Timofeev*  
Responsible Editor  
*P. P. Timofeev*



## ВВЕДЕНИЕ

Отложения верхнего карбона и нижней перми северо-западной части Донбасса (Бахмутская котловина и ее западное обрамление) представляют непрерывный ряд осадков, в пределах которого осуществляется переход угленосной формации в соленосную. Присутствие промышленных образований угля в начальном, и каменной, а по последним данным и калийной соли — в конечном членах этого ряда является надежным показателем изменений климата в широком диапазоне от гумидного до аридного. Непрерывность осадконакопления подтверждается как непосредственным изучением разреза, в частности по кернам глубоких скважин последних лет, так и сходным поведением изопахит, построенных для отдельных свит верхнего карбона и нижней перми (Левенштейн, 1959, 1963а; Нестеренко, 1954, 1963). Нет никаких данных также и о сколько-нибудь существенных изменениях за это время положения питающих провинций.

Различия литологического состава типично гумидных и аридных отложений огромны. Так, нижняя, — исаевская свита (N) верхнего карбона является еще типичным представителем угленосных формаций гумидного климата. Она сложена закономерным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, в том числе крупнозернистых, с включениями гравия и гальки, с подчиненными пластами известняков и углей. Последние в нижней части свиты довольно устойчивы и достигают рабочей мощности. Фациальный состав разнообразен, периодически изменяясь от условий открытого моря до лагунно-дельтовой обстановки с участием осадков наземных русел и заболачивающихся низменностей.

Пожалуй, единственным бросающимся в глаза при полевых наблюдениях отличием этой свиты от других слабоугленосных свит нижнего и среднего карбона является присутствие в ней пестроцветных отложений, имеющих подчиненное развитие. Вышележащие свиты верхнего карбона: авиловская (O), араукаритовая (P), а также картамышская свита (Q) нижней перми представлены терригенными отложениями с подчиненными пластами карбонатных пород и исчезающей угленосностью, полностью отсутствующей в картамышской свите.

Далее вверх, начиная с никитовской свиты (R), отложения нижней перми имеют смешанный терригенно-хемогенный состав с прогрессирующей ролью хемогенных компонентов. Самая верхняя, недавно открытая краматорская свита нижней перми сложена преимущественно галитом (62%), а в верхней части свиты встречены калийные соли (Левенштейн, 1961). Образование этой свиты по всем признакам отвечает условиям максимальной аридизации; однако и в никитовской свите признаки аридного климата выражены уже очень отчетливо. В Славянском районе никитовская свита содержит пласты ангидрита (до 12%) и галита.

Непрерывность разреза естественно ассоциируется с предположением о постепенности климатических изменений, накладывавшихся на периодические изменения деталей палеогеографии и общую эволюцию палеоландшафта. Исходя из этого, можно ожидать появления ряда специфических особенностей в полифациальных осадках существенно терригенных свит задолго до отложения солей и сульфатов. С этой точки зрения особый интерес представляют верхние свиты верхнего карбона и картамышская свита нижней перми, которые и были основным объектом изучения.

Главной задачей работы являлось выяснение особенностей состава, структуры и текстуры осадков различных фаций, обусловленных климатическим фактором, и прослеживание эволюции этих особенностей по мере нарастающей аридизации.

Постановка подобной задачи имеет, на наш взгляд, достаточное обоснование после того, как Н. М. Страховым (1960) были сформулированы основные отличия пород и процессов в гумидных и аридных зонах. При этом следует оговориться, что изучавшиеся нами свиты по совокупности всех признаков выражают более низкую стадию аридизации климата, чем терригенные формации «начального этапа аридного породообразования», охарактеризованные Н. М. Страховым (1962).

В процессе изучения существенно красноцветной картамышской свиты мы убедились в наличии тесной связи между генетическими типами пород и их окраской. К аналогичным выводам мы пришли и ранее при изучении верхнепермской красноцветной свиты, залегающей с явным несогласием и выражающей уже типичную аридную обстановку (Феофилова, 1963). В соответствии с этим дополнительной задачей настоящих исследований явилось выяснение возможностей использования окраски пестроцветных отложений в качестве генетического признака. Задача эта представляется нам весьма актуальной, так как в красноцветных толщах обычно все макроскопически различимые генетические признаки, установленные для сероцветных угленосных отложений Донецкого и других бассейнов, выражены очень неотчетливо, а некоторые и вовсе отсутствуют, что весьма затрудняет фациальный анализ. Отдавая себе отчет в сложности этого вопроса, мы просмотрели обширную, главным образом американскую, литературу и постарались систематизировать основные представления о красноцветных отложениях в отдельной главе.

До последних лет картамышская свита почти не разведывалась бурением. Поэтому мы смогли изучить по керну (скв. 54) лишь верхние 590 м разреза свиты на Славянском куполе (западная часть Бахмутской котловины) при полной мощности ее в этом районе порядка 800 м.

Верхнекарбонные отложения в пределах Бахмутской котловины не разведывались. Ближайшим районом, по которому можно было получить свежий керновый материал, оказалась Ново-Мечебиловская площадь, расположенная в 60 км на северо-запад от Славянского купола, за пределами Бахмутской котловины. На этой площади производилось поисковое бурение нефтеразведочными организациями Украины с полным отбором керна (по ряду скважин). На Ново-Мечебиловской площади разрез был изучен нами по четырем скважинам (скв. 1, 2, 3, 6).

Хотя разведка Ново-Мечебиловской площади уже заканчивалась, маркирующие горизонты не были установлены, так как в сильно перекристаллизованных карбонатных прослоях не было найдено руководящих форм фауны, характерных для определенных горизонтов.

Принятая в работе индексация и увязка разрезов представляет наш вариант, основанный на сопоставлении изученных разрезов с разрезом араукаритовой свиты ( $C_3^3$ ), составленным сотрудниками Треста Артемгеология по обнажениям вдоль р. Лугани, от дер. Калиново и до с. Лу-

ганское (в 25 км на юго-восток от г. Артемовска). Разрез этот был нами просмотрен в поле по тому же маршруту.

Хотя расстояние между Ново-Мечебиловской и Луганской площадями порядка 130 км, благоприятным является их положение на линии, примерно совпадающей с простиранием пород; общий план изопахит верхнего карбона и закономерности изменения характера осадков на площади показывают, что сокращение мощности и изменение литологического и фациального состава в этом направлении происходят значительно более постепенно, чем в направлениях к прибортовым участкам бассейна. При сопоставлении разрезов мы исходили исключительно из литологических данных, включая данные фациального анализа и особенности направленного циклического развития араукаритовой свиты.

В целом разрезы имеют много общих черт и отсутствие производственной корреляции их объясняется, по нашему убеждению, главным образом недостаточным контактом между нефтяными и углеразведочными организациями, а также тем обстоятельством, что в практике нефтяной разведки основное внимание обращается не на породы, а на каротажные диаграммы.

Согласно нашим данным, Ново-Мечебиловский разрез включает всю араукаритовую свиту (Р) мощностью до 500 м и верхние 200 м авиловской свиты (О).

Основным методом настоящих исследований являлся метод фациально-циклического анализа, нашедший широкое применение при изучении средне- и нижнекарбонных отложений Донецкого бассейна (Жемчужников и др., 1959—1960; Атлас литогенетических типов, 1956). Выделение литогенетических типов основывалось как на макроскопических наблюдениях, так и на изучении пород в шлифах. При микроскопическом изучении терригенных пород главное внимание обращалось в соответствии с поставленной задачей на структуру, особенности сортировки и микротекстуры, состав цемента, различные микростяжения, форму нахождения, степень и характер изменения растительного материала, также на характер гидроокислов железа, их вероятное происхождение и связь с органическим материалом. Фиксировались также некоторые признаки вторичных изменений минералов и аутигенные новообразования, характеризующие окислительно-восстановительные условия среды осаждения.

Состав карбонатов в цементе пород и в карбонатных прослоях определялся по реакциям окрашивания с применением реактива, состоящего из смеси растворов  $\text{HCl}$  (0,15 N), ализарина-рот (0,1 N) и 1%-ной красной кровяной соли в соотношении 11:9:2. Этот реактив позволяет одновременно определять железистый карбонат (синяя окраска), кальцит (красная окраска) и доломит (не окрашивается) и весьма облегчает наблюдения над последовательностью их образования<sup>1</sup>.

Качественные определения подкреплены химическими анализами карбонатных вытяжек, форм железа и содержания органического углерода (остаточного), производившимися в химической лаборатории ГИНа. В нескольких образцах В. В. Еремеевым были определены показатели преломления карбонатных минералов и лептохлоритов.

<sup>1</sup> Методика заимствована у Л. Е. Штеренберга (1965).

## Глава I

### СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Происхождению красноцветных отложений посвящена обширная литература весьма противоречивого характера. Особенно большое внимание «проблеме красноцветов», «загадке красноцветов» уделялось и до настоящего времени уделяется в американской литературе, что связано, по-видимому, с очень широким развитием этих отложений на территории США.

Еще в 1916 г. в весьма обстоятельной и получившей широкую известность сводке Томлинсона (Tomlinson, 1916) по красноцветным отложениям (P—C и T) западной части США был намечен большой круг вопросов, не перестававших обсуждаться вплоть до настоящего времени. Были ли осадки красными до окончательного отложения их в бассейне осаждения (так называемые первичные красноцветы) или же красный цвет образовался в постседиментационную стадию (вторичные красноцветы)? Какие условия благоприятствовали образованию красных почв (кор выветривания), поставлявших красный материал для первичных красноцветов, в какой форме транспортировался красный материал и осаждался? Какие условия в бассейне осаждения обеспечивали сохранение красного цвета в осадке? Какова природа двух форм пигментирующего материала — оболочки на зернах и заполнителя порового пространства? Какова химическая природа пигмента, какие существуют связи между цветом осадка и относительным содержанием закисного и окисного железа, а также органического материала в осадках? Какова возможная роль дегидратации гидроокислов железа в образовании красного цвета, где, когда и под влиянием чего она происходит, обратимый ли это процесс? Как меняется окраска пород в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала среды осаждения, какие геологические факторы контролируют последний? Какова природа зеленовато-серых участков, встречающихся в форме прожилок, пятен или прослоев среди красноцветных отложений; связаны ли цветовые границы с гранулометрическими? Каковы характерные особенности литолого-петрографического состава и фаций красноцветных отложений? Могут ли красноцветы быть индикаторами определенных тектонических и климатических условий?

Сам автор безоговорочно принимал гипотезу первичного происхождения красноцветов за счет размыва и переотложения в форме тонкого механического осадка латеритной коры выветривания на материнских породах области сноса, что в значительной мере определило его отношение и ко всем другим вопросам. Однако значение этой работы не только в отдельных мнениях и оценках автора, которые в настоящее время в некоторой части уже устарели, но в исключительной широте и многогранности подхода ко всей проблеме в целом.

Из большого числа поставленных вопросов некоторая часть в процессе позднейших исследований постепенно выяснялась, не вызывая особых дискуссий даже в тех случаях, когда новые данные опровергали существовавшие ранее положения. По этим вопросам мы сочли возможным поэтому дать краткую сводку современных представлений, не останавливаясь на старых гипотезах и не рискуя при этом сильно отойти от объективного освещения материала.

Другая часть вопросов, наоборот, все время не переставала служить предметом острых споров и противоречивых суждений. Новые материалы рождали новые представления, часто противоречившие прежним, но не опровергавшие их; возникали новые аспекты, сопровождавшиеся попытками существенных ревизий, которые свидетельствуют, однако, лишь о сложности вопроса и об одновременном влиянии различных факторов. Мы пытаемся осветить здесь такие спорные вопросы в их историческом развитии, учитывая основные положения различных авторов, имевших дело с разновозрастными красноцветными формациями различных районов.

### **НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ, НЕ ВЫЗЫВАЮЩИЕ РАЗНОГЛАСИИ У СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ**

#### **Литолого-петрографический состав**

В настоящее время можно считать несомненным, что литологический состав красноцветных формаций достаточно разнообразен. Приведем несколько примеров.

Раннекайнозойские (палеоценовые и эоценовые) красноцветные формации района Скалистых гор С Ш А. Представлены по Ван-Хутену (Van Houten, 1948) чередованием пестроцветных аргиллитов, песчаников и конгломератов. Последние встречаются в форме линз, местами в большом количестве. Имеются прослой пресноводных известняков с широко развитыми ооидами по водорослям или же глинистых известняков массивной текстуры. Изредка встречаются прослой сильно измененных туфов.

Окраска пород разнообразна: серая, голубовато- или зеленовато-серая, лавандовая, каштановая, красная, розовая, коричневая. Серые породы с «пепельно-серым» до «чайно-зеленого» оттенком обычно преобладают над «кирпично-красными» и «ливерно-коричневыми», реже находятся в равных соотношениях. Песчаники, как правило, имеют более светлые тона, чем аргиллиты. В серых горизонтах встречается обильная листовая флора теплолюбивого до субтропического типа, прослойки лигнита, остатки пресноводных моллюсков, крокодилов, речных черепах и рыб. В красных слоях встречаются тонко рассеянные остатки наземных млекопитающих. В пестроцветных аргиллитах часто встречаются как известковые, так и железистые (гематитовые) и железисто-марганцовые конкреции. Грубозернистые породы плохо сортированы и имеют преимущественно граувакковый состав. Пестроцветные аргиллиты и сланцы содержат зерна кварца, полевого шпата, а также пластинки биотита среди основной массы хлорита и серицита с большей или меньшей примесью железистых окислов, а иногда и кальцита.

Образование этих красноцветов автор относит к условиям межгорной низменности с сезонно-гумидным умеренно жарким до субтропического климатом. Они выражают континентальные фации: конуса выносов, русла и поймы рек с короткими путями транспортировки; временами получали преобладающее развитие озера, топи и болота (чередование высокодолинного лесостепного и низменного саванного ландшафтов).

## Сравнение верхнепермских и триасовых красноцветных отложений Канзаса и Коннектикута, по Свайнфорд (Swineford, 1955)

| Признаки                          | Триас Коннектикута, по Крынину (Krynine, 1949)  | Верхняя пермь Канзаса   |
|-----------------------------------|---|---|
| Осадочные серии                   | Тектонические аркозы  | Тектонические аркозы плюс ортокварциты вторичного цикла   |
| Внешняя морфология                | Призма  | Тонкий покров   |
| Расстояние от питающего источника | Рядом   | Несколько сотен миль  |
| Мощности                          | Более чем 15 000 футов (4572 м)   | Свыше 2000 футов (656 м)  |
| Литологические типы               | Грубозернистые аркозовые песчаники и конгломераты; алевролиты, красные и черные аргиллиты, в очень подчиненном развитии известняки  | Очень тонкозернистые пол-вошпатовые песчаники, алевролиты и аргиллиты (преимущественно красные); много тонких выдержанных прослоев доломита, известняка, гипса  |
| Конечные продукты                 | Грубозернистый аркозовый обломочный материал<br><br>Тонкозернистая обломочная глинистая основная масса (красная или черная)<br>Карбонатный цемент (преимущественно кальцит) | Тонкозернистые полевошпатовые пески и алевролиты (преимущественно красные)<br>Глинистая основная масса, главным образом аутигенная, преимущественно красная<br>Карбонаты и сульфаты (преимущественно доломит и гипс). На глубине — соль |
| Типы осадков                      | Русловые, пойменные, озерные; ограниченной протяженности. Континентальные, горных подножий  | Явных русловых нет. Слои большой протяженности (на площади); возможно частично пойменные. Преобладают осадки ограниченного моря   |
| Источник карбонатов и т. п.       | Постдиагенетическая циркуляция растворов, обусловленная тектонической активностью   | Вода, в которой отлагались осадки   |
| Акцессорные минералы              | В изобилии и разнообразны; тяжелая фракция достигает 7,7%   | Скудные; тяжелых минералов менее 1%   |
| Эвапориты                         | Редкие следы выщелоченных солей   | Обильные следы выщелоченных солей; прослой доломита, гипса, ангидрита, галита   |
| Ископаемые                        | Древесина на протяжении всего разреза; обычны и другие растительные остатки. В изобилии следы рептилий; рыбы в черных сланцах   | Солоноватоводные креветки в самых низах разреза* (эстерии). В типичных красноцветных отложениях никаких остатков и отпечатков не отмечено   |
| Глинистые минералы                | Каолинит, гиббсит, серицит-иллит  | Иллит, хлорит, немного монтмориллонита  |
| Распределение окислов железа      | Разнообразное—оболочка на зернах; конкреции, сходные с образующимися в почвах (свидетельствующие о субаэральном выветривании).<br>Красных пород 52%                         | Однообразное—в виде оболочки на зернах (исключая редуцированные участки).<br>Красных пород 87% (в среднем)  |
| Знаки осушения и другие структуры | Весьма обычны трещины усыхания, отпечатки дождевых капель, следы ползания   | Трещины усыхания обычны только в некоторых частях разреза. Распространены знаки ряби и незоловая косая слоистость. Отпечатки дождевых капель не наблюдались   |
| Климат                            | Жаркий и гумидный в области сноса и, вероятно, такой же в месте аккумуляции осадков   | Жаркий и гумидный в области сноса; по-видимому, сухой в месте аккумуляции осадков   |

\* В переходной зоне от сероцветных морских отложений нижней перми.

Триасовые красноцветные формации восточных штатов представляют чередование песчаников, конгломератов, алевролитов и сланцев. Для штата Коннектикут Крынин (Крупне, 1949) приводит следующие данные: красные песчаники и конгломераты — 31%; красные алевролиты и сланцы — 21%; серые песчаники — 41%; темно-серые сланцы с большим количеством растительных остатков — 6%.

Под красным здесь обобщается широкая цветовая гамма бежевых, желтых или коричневых цветов, характерных для грубозернистых отложений, и винно-красных, каштановых, иногда ярко-красных, характерных для сланцев. Серые цвета в большинстве случаев имеют зеленоватый или голубоватый оттенок. Грубозернистые породы плохо сортированы. Они имеют аркозовый состав с большим количеством полевых шпатов (до 40%). Часто содержат почти свежие гранитные обломки. Красные глины, цементирующие грубозернистые красноцветные породы, содержат значительную примесь каолина.

Условия образования сходны с предыдущими, но еще более продвинуты к питающим возвышенностям; это отложения подножий и верховьев коротких рек. Соответственно климатические условия еще менее отличаются от влажных жарких условий области сноса.

Общей особенностью кайнозойских и триасовых отложений является невыдержанность отдельных пород, частые взаимопереходы на коротких расстояниях, что сопровождается и соответствующими изменениями окраски. При этом цветотые границы далеко не всегда совпадают с изменениями гранулометрического состава пород, особенно в деталях.

В этом последнем вопросе данные различных работ вообще противоречивы и приводят к заключению, что имеют место разнообразные соотношения в зависимости от происхождения пород и природы их окраски.

Верхнепермские красноцветные формации Канзаса подробно изучены Свайнфорд (Swineford, 1955). Разрез мощностью 600—650 м состоит из чередования алевролитов, тонкозернистых песчаников (в преобладающей массе не грубее 0,12 мм) и сланцев (аргиллитов) с тонкими прослоями доломита, гипса, ангидрита, галита и изредка — известняка.

От 80 до 95% терригенных пород имеют красную окраску. Остальные зеленовато-серую. Красная окраска в общем замечательно однородна: резко преобладает красный цвет с оранжевым оттенком; меняется лишь интенсивность этого фона в зависимости от гранулометрического состава пород.

Песчаные породы хорошо сортированы. Они имеют аркозовый состав с средним содержанием полевых шпатов 20—25% и слюд 2%. Аргиллиты всегда содержат алевритовую примесь (до 20%) и железистые окислы. В большинстве случаев в них присутствуют также доломит и кальцит. Ископаемые остатки отсутствуют.

Как видно, литологический состав верхнепермских красноцветов существенно отличается от вышеохарактеризованных кайнозойских и триасовых красноцветов. Эти отличия очень хорошо сформулированы Свайнфорд, сравнившей изученные ею верхнепермские красноцветы с триасовыми красноцветами штата Коннектикут (табл. 1). Из приведенных Свайнфорд материалов отчетливо видно также, что различия в литологических признаках, и в частности в общей окраске пород, тесно связаны с различиями фациальных обстановок, палеогеографии и климата.

### **Происхождение серой окраски пород среди красноцветных отложений**

Серые породы присутствуют, по-видимому, во всех красноцветных сериях, но в резко различном количестве; так в приведенных выше примерах на долю серых пород среди красноцветных отложений верхней



перми Канзаса приходится менее 10%, в триасовых отложениях Коннектикута они составляют примерно 50%, а в кайнозойских отложениях района Скалистых гор они большей частью преобладают.

Форма нахождения серых пород также разнообразна. Они встречаются как мелкие сферические пятна диаметром от долей миллиметра до 1—1,5 см и как более крупные пятна неправильной, иногда неправильно-эллипсоидальной формы; в виде тонких линзовидных слоев, ориентированных беспорядочно (иногда связанных с мелкими трещинами) или по наслоению; в виде более мощных прослоев и отдельных выдержанных слоев.

Окраска может быть чисто серой или темно-серой, но чаще отмечается зеленоватый или слегка голубоватый оттенок.

Подавляющее большинство исследователей еще со времен Томлинсона приписывали серым прослоям вторичное происхождение, обусловленное редукцией железа углеродом, высвобождающимся при разложении органического материала. Некоторые авторы считают, что в качестве редуцента могут выступать также растворы кальцита и гипса. Доказательства редукции железистых окислов на серых участках за счет органического материала следующие: а) приуроченность к серым участкам органических остатков, в том числе неоднократное нахождение мелкого растительного или животного детрита в центре мелких зеленых пятен; б) экспериментальные работы Келлера (Keller, 1929), подтвердившие возможность подобного обесцвечивания красных пород, с частичным удалением при этом железа в растворе; в) наблюдения над современными красными прибрежно-морскими осадками, которые на глубине в несколько сантиметров переходят в зеленовато-серые; г) мелкие пятна обычно приурочиваются к более или менее выдержанным горизонтам, залегающим между серыми и красными прослоями и представляющим, таким образом, переходные зоны неполной редукции. По Ван-Хутену, пятнистые горизонты выражают зоны древнего выветривания во влажном климате. Многие исследователи отмечали, что наиболее легко редуцируются песчаные породы. Томлинсон объяснял это значительно меньшим содержанием в песчаниках свободных окислов железа по сравнению с глинисто-алевритовыми породами; поэтому они легче обесцвечиваются несмотря на то, что содержание органического материала в них также несколько ниже (понижение органики не столь значительно, как железистых окислов). Однако позднейшие исследования показали, что приуроченность серых участков к песчаным породам не является универсальным явлением; в целом ряде случаев наблюдаются обратные соотношения.

Свайнфорд (Swineford, 1955) высказывает предположение, что очень мелкие равномерно рассеянные сферические пятнышки могли образоваться за счет органических коллоидов, принесенных водами. Она же указывает, что некоторые более крупные сферические пятна сложены кристаллами кальцита, причем в центре пятна наблюдаются пустотки. Объяснение подобной ассоциации кальцита с органическим материалом она находит в работе Уикс (Weeks, 1953), который связывал ее с локальным увеличением рН по мере эволюции аммония в процессе разложения органического вещества.

Основываясь на тесной зависимости в общем распределении серых пород и органического материала среди красноцветных формаций западной части США, Томлинсон пришел к выводу, что редукция осуществлялась главным образом в процессе седиментации и сколько-нибудь существенных переходов окисных форм железа в закисные в дальнейшем не происходило. Из подобных представлений неизбежно следовало, что чередование красных и серых горизонтов обуславливалось изменениями увлажненности в процессе осадконакопления, причиной чего

могли быть: а) периодические климатические изменения (от сезонных до вековых); б) миграция ландшафтных форм; в) периодические морские трансгрессии и регрессии, обусловленные колебательными движениями земной коры. Первые два предположения высказывались многими исследователями; они подробно обоснованы в работе Ван-Хутена, который подчеркивает, что обе гипотезы равно вероятны. Периодические чередования сухих и влажных сезонов с соответственно скудной и богатой растительностью объясняют сохранение красного цвета в первом случае и исчезновение его во втором. Ван-Хутен для кайнозойских отложений допускает образование красных слоев в саванноподобных обстановках, а переход их в серые связывает с сильно залесенными условиями, что, разумеется, представляет лишь частный случай; в более сухом климате обстановки могут быть существенно иными.

Тот же результат мог быть вызван одновременным существованием резко различных ландшафтов (например, тех же саванноподобных и сильно залесенных), которые непрерывно мигрировали на площади, чему способствовала деятельность меандрировавших рек. Крынин идет еще дальше, считая, что условия сохранения красного цвета и исчезновения его за счет редукции имеют место практически в любом ландшафте. Красный цвет сохраняется в хорошо дренированных между-речьях, в субаэральной части дельты и т. п.; в руслах рек, озерах, болотах, где имеется избыток органического материала при недостатке кислорода,— железо редуцируется и осадки становятся серыми. Миграции этих элементов ландшафта способствуют осцилляции дна бассейна, сопровождающие общее его погружение.

Третья гипотеза, связывающая чередование серых и красных слоев с периодическими трансгрессиями и регрессиями моря, развивается Крыниным как непосредственно вытекающая из допущения мелких осцилляций. Она очевидно приложима лишь к тем красноцветным сериям, которые содержат серые горизонты морского происхождения. Во всех случаях необходимым условием редукции окислов железа является субаквальная обстановка с плохо аэрируемыми водами, обедненными кислородом. В. А. Либрович (1960) подчеркивает пониженную биологическую продуктивность водоемов, осадки которых сохранили красную окраску. В условиях изучавшихся им лагунных красноцветов ордовика Иркутского амфитеатра пониженная биологическая продуктивность связывается, по его мнению, с очень высокой мутностью вод за счет впадения мелких, но бурных временных потоков, характерных для полузасушливого климата этого времени.

Помимо вторичного происхождения серой окраски, которого никто не отрицает по крайней мере в случае пятен и прослоев среди существенно красноцветных отложений, рядом исследователей отмечалась возможность и первично сероцветных пород. Это относится главным образом к тем красноцветным формациям, среди которых серые породы имеют широкое развитие, представляют более или менее выдержанные горизонты и отличаются по гранулометрическому составу от соседних красных.

Так, например, чередование светлых аркозовых песчаников с красными глинистыми породами в триасовых красноцветах Крынин объясняет попеременным преобладанием то площадной эрозии красной коры выветривания, закрепленной в между-речьях, то боковой эрозии невыветрелых материнских пород на дне глубоких каньонов. Ван-Хутен добавляет, что этому способствует неравномерное распределение осадков в области сноса. Мишо (Michot, 1953) связывает периодическое чередование красных и серых слоев в девонских красноцветах с периодическими поднятиями и опусканиями области сноса. При этом образование красной коры выветривания происходило лишь в конечную стадию опусканий, когда продукты ее эрозии и откладывались в бассейне накоп-

ления; в начальную же стадию опусканий, которой предшествовали интенсивные поднятия и перерыв в осадконакоплении,— эрозия была настолько интенсивной, что красная кора не образовывалась и в бассейне накопления выносился грубозернистый серый обломочный материал.

Все вышеизложенное относится к так называемым первичным красноцветам, образовавшимся за счет эрозии красной коры выветривания в области сноса. При допущении вторичного постседиментационного или хемогенного происхождения красного пигмента первичность сероцветных осадков не требует специальных объяснений; чередование серых и красных слоев в этом случае скорее всего обуславливается изменениями окислительно-восстановительных свойств среды осаждения, как это отмечается, например, в работе В. Н. Разумовой (1960). К сожалению, до настоящего времени отсутствуют сколько-нибудь надежные критерии для различения первичного или вторичного происхождения красноцветов и соответственно связанных с ними сероцветных пород. К этому вопросу мы еще вернемся ниже при рассмотрении различных взглядов на происхождение красноцветов.

### Природа пигментирующего материала в красноцветных осадках

Различные оттенки красного и желто-коричневого цвета всеми исследователями связываются преимущественно с окислами железа, содержащимися как в водных, так и в безводных формах. Розовато-желтые цвета, обусловленные соответствующей окраской полевых шпатов в некоторых аркозовых песчаниках, имеют вобщем резко подчиненное значение. Еще меньшая и недостаточно выясненная роль отводится окислам Mn, примесь которых (при производстве кирпича) переводит светло-красный цвет в желтовато-серый (Hewett, 1926). Чалышев (1959) отмечает повышенное содержание Mn в породах с сиреневым или фиолетовым оттенком, встречающихся среди пермо-триасовых красноцветных отложений Печорского бассейна. При этом наиболее чистые сиренево-фиолетовые тона встречаются среди карбонатных пород, обедненных окислами железа и обогащенных содержанием окислов Mn. Наконец, Джон Кларк (Clark, 1962) связывает присутствие окислов Mn с своеобразным коричневатым оттенком красноцветных пород, напоминающим цвет корицы.

В течение нескольких десятилетий различными исследователями было проведено большое количество химических анализов пород из красноцветных серий разных возрастов и районов развития. Основными вопросами, которые при этом возникали, были следующие. Имеется ли зависимость между цветом и а) общим содержанием железа; б) абсолютным содержанием  $Fe_2O_3$  и FeO; в) отношением  $Fe_2O_3/FeO$ ; г) количеством углерода? Какие химико-минералогические факторы преимущественно контролируют изменение окраски? В процессе этих исследований неоднократно утверждались определенные зависимости, которые затем отвергались последующими анализами. Так Томлинсон показал, что вопреки утверждению Дейля (Dale, 1899) прямого соответствия между интенсивностью и оттенками красного цвета и абсолютным содержанием  $Fe_2O_3$  не существует. Однако он считал показательным отношение  $Fe_2O_3/FeO$ , которое для красных пород изменяется в диапазоне от 2 до 4, для серых же пород всегда меньше 2; в распределении красного и серого цвета решающим, по его мнению, является отношение  $Fe_2O_3$  к количеству органического материала. Дорсей (Dorsey, 1926) показал, что можно утверждать лишь преобладание  $Fe_2O_3$  над FeO в красных осадках, не ограничивая его определенными цифровыми значениями. Основным фактором, управляющим различными оттенками красного цвета (включая и желто-коричневый), является, по его мнению, степень гидратиро-

ванности окислов железа. Данные Тейлора (Taylor, 1932) показали, что  $Fe_2O_3$  может быть больше  $FeO$  не только в красных, но и в серых (вплоть до темно-серых) породах и что в некоторых красных породах содержание  $FeO$  выше, чем в серых.

Суммируя все имевшиеся данные, Ван-Хутен (Van Houten, 1948) пришел к выводу, что единственная твердо установленная закономерность заключается в том, что в любой паре образцов, взятых из соседних участков красного и серого цвета, содержание  $Fe_2O_3$  всегда выше в красном образце, чем в сером. Можно найти, однако, анализы, противоречащие и этой закономерности. Так, В. Н. Разумова (1960) приводит следующие данные для зелено-серой третичной глины и ее красного современного элювия (Казахстан):

| Порода                       | $Fe_2O_3$ | $FeO$ |
|------------------------------|-----------|-------|
| Красный элювий . . . . .     | 6,76      | 0,20  |
| Глина зелено-серая . . . . . | 7,65      | 0,14  |

Очевидно, здесь дело не в отсутствии закономерных связей между химическим составом породы и ее цветом, а в отсутствии всеобщей, универсальной для всех красноцветных серий закономерности, что вполне естественно, если учесть разнообразие условий образования красноцветных отложений и происхождения их окраски.

Кроме того, несомненно имеет место прочная зависимость между относительным содержанием закисных и окисных соединений железа и количеством органики, установленная еще Томлинсоном. В работе В. И. Чалышева (1959) приводится график зависимости между отношением  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  и органическим углеродом для разреза пермо-триасовых угленосных и красноцветных отложений Печорского бассейна, показывающий тесную обратную коррелятивную связь между этими величинами. При этом в его условиях величина  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , отражающая в известной мере величину Eh, оказывается тесно связанной с окраской пород.

Используя новые данные коллоидной химии (см. ниже в разделе о роли дегидратации), Ван-Хутен пришел к выводу, что интенсивность и оттенки красного цвета контролируются, во-первых, химической природой окислов железа и, во-вторых, размерами гематитовых частиц и степенью их аггломерации. Здесь следует заметить, что последнее утверждение основано на экспериментально доказанном химиками явлении спонтанной кристаллизации в процессе перехода от коллоидального водного окисла железа ( $\alpha Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ ) к безводному гематиту ( $\alpha Fe_2O_3$ ). Этот переход действительно сопровождается увеличением размеров кристаллов гематита и степени их аггломерации, что ведет к изменению окраски от светло-коричневой до все более чистой интенсивно красной. Однако подобный переход осуществляется на воздухе при нормальной температуре в течение одного года, поэтому вряд ли можно думать, что в ископаемых красноцветах разнообразие окрасок обусловлено незавершенностью процесса спонтанной кристаллизации.

Минералогическая природа пигментирующего материала еще далеко не выяснена. С развитием рентгенометрических исследований удалось установить, что красно-коричневые тона связаны с присутствием гематита и гётита. Допускается также возможная примесь маггемита ( $\gamma Fe_2O_3$ ). Более светлые желто-оранжевые тона, по-видимому, обусловлены присутствием аморфных водных окислов железа неизвестного состава. Часто наблюдающийся пурпурный оттенок красного цвета обусловлен смешением красных железистых минералов с зелеными хлоритами или другими зелеными минералами. В серых породах зеленоватый оттенок песчаников и алевролитов обусловлен, по-видимому, силикатными минералами, содержащими  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  в различных соотношениях,

в том числе иногда — глауконитом. В тонкоотмученных породах зеленый оттенок чаще всего связывается с иллитом и монтмориллонитом. Голубоватый оттенок, по мнению Хагера (Hager, 1928) и Плейса (Place, 1943, 1946), может быть обусловлен водными закисно-окисными соединениями железа (типа вивианита, везувианита, глаукофана). Серые и темно-серые породы окрашены гумусом или тонко перетертой растительной органикой.

### Формы нахождения красного пигмента в осадках

В алевроито-песчаных породах красный материал является либо заполнителем порового пространства, либо образует оболочки на зернах. Часто в одной и той же породе имеют место обе формы, но не менее часты случаи, когда красная окраска обусловлена только железистой оболочкой или только железистым цементом. В обоих случаях железистый пигмент может присутствовать как в чистом виде, так и в смеси с глинистым материалом; в качестве заполнителя порового пространства железистый и глинисто-железистый материал может встречаться в одном и том же образце совместно с любым другим типом цемента. В глинистых породах железистый пигмент присутствует обычно в виде примеси к глинистому материалу.

Л. В. Пустовалов (1937) считал, что весь железистый пигмент находится в коллоидальном состоянии, образуя мельчайшие гранулы диаметром 1—3  $\mu$ . Однако новейшие данные рентгеноанализа и электронной микроскопии показали, что он присутствует и в тонкокристаллической форме (соотношение аморфного и кристаллического материала не выяснено). Железистые оболочки на зернах, по мнению большинства исследователей, представляют древнее образование, сформировавшееся, по-видимому, еще в области сноса (в коре выветривания). Доказательства этого были сформулированы еще Томлинсоном: а) регенерационные каемки на зернах (в измененных красноцветках) нарастают поверх железистой оболочки; б) наружная поверхность железистой оболочки сглажена, внутренняя иногда неправильная за счет проникновения в тело зерна; в) повреждение оболочки зерен в процессе их перемещения в руслах рек, под влиянием морских волн или ветровой деятельности; степень повреждения увеличивается с увеличением интенсивности воздействия транспортирующих агентов. Особенно сильны повреждения на крупных зернах. Согласно Раймонду (Raymond, 1942), это может приводить к чередованию красноватых алевролитов с совершенно обесцвеченными песчаниками. Железистый материал в цементе Томлинсон считал более поздним, образовавшимся в процессе седиментации, а затем перераспредевшимся под влиянием перекристаллизации цемента.

Экспериментальные работы Мак-Карти (Mac Carthy, 1926), проводившего искусственное окрашивание чистых кварцевых песчаников и в различной смеси их с полевыми шпатами, каолином и  $AlCl_3$ , установили, что формированию оболочки на зернах мешает присутствие нежелезистых коллоидов, которые поглощают окислы железа. При этом играет роль и минеральный состав зерен: железистая оболочка охотнее образуется на полевых шпатах, чем на кварце. Адсорбционная способность  $AlCl_3$  оказалась значительно выше каолина. Однако специальные опыты показали, что адсорбционная способность каолина сильно увеличивается при добавлении поташа или соды, присутствие которых обычно наблюдается в красных почвах. Сопоставление содержаний  $Fe_2O_3$  и  $NaO + K_2O$  в различных глинах (по данным более 300 анализов) показало прямую линейную зависимость между ними до значений  $Fe_2O_3$  — 4,5%. При больших значениях  $Fe_2O_3$  сумма  $Na_2O + K_2O$  практически не меняется. В конечном счете автор приходит к следующим интересным выводам:

а) кварцевые пески из остаточных почв, богатых нежелезистыми коллоидами, не должны иметь железистой оболочки на зернах; б) при нахождении пигмента в форме оболочки на зернах и прочих равных условиях аркозовые породы будут иметь более интенсивную окраску, чем чисто кварцевые; в) нежелезистые коллоиды алюминия, такие как  $Al(OH)_3$ , являются активными адсорбентами железистых окислов; это является одной из причин удержания железистых окислов в тропических и субтропических условиях, в латеритной коре выветривания, и красного цвета последней; г) присутствие щелочных компонентов в породе является одним из основных факторов, способствующих удержанию железистых окислов в количестве, достаточном для сохранения ее красного цвета.

Исследования Свайнфорд (Swineford, 1955) показали, что в пермских красноцветах Канзаса главная масса железистого пигмента находится в форме железистых оболочек, которые развиты не только на песчано-алевритовых зернах, но и на пластинках слюдистых минералов, в частности хлорита, и даже на частицах глинистых минералов. По мнению Свайнфорд, образование подобных железистых оболочек могло происходить во время осадконакопления за счет преобразования обломочного материала, попадавшего в высокощелочную среду пермского моря. При формировании слоевой решетки аутигенных силикатов, в частности хлоритов, избыточное железо в условиях высоких Eh быстро окислялось и в форме железистых окислов окутывало минеральные частицы. Этим и объясняется удивительное однообразие цвета канзасских красноцветов. При этом Свайнфорд допускает, что некоторая часть железистого пигмента была принесена в бассейн из области сноса в качестве древних оболочек на песчано-алевритовых зернах и некоторая часть — в виде примеси к обломочным глинам.

## **СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОСАДКОВ И ИХ ПИГМЕНТА**

### **Роль дегидратации в происхождении красного железистого пигмента**

Томлинсон в согласии с предыдущими исследователями связывал разнообразие окраски красноцветных формаций и железистых латеритных кор (различные оттенки желто-коричнево-красных тонов) с различной степенью обводненности окислов железа; лишь при полной дегидратации  $Fe_2O_3$  и образовании гематита, последний окрашивает осадок в ярко-красный цвет. Где, когда и под влиянием чего происходит дегидратация гидроокислов железа? Обратимый ли это процесс? Предшественники и современники Томлинсона считали главным фактором дегидратации тепло, действовавшее на осадок либо в форме солнечных лучей, либо в связи с магматическими проявлениями, региональным метаморфизмом, за счет давления вышележащих слоев и т. п. При этом наблюдения над современными железистыми латеритными почвами США и Индии показали, что гематит образуется в поверхностных слоях таких почв в условиях жаркого и влажного климата.

Этим положениям, однако, противоречили экспериментальные данные, показывавшие, что химически осажденный коллоидальный водный окисел  $Fe_2O_3$  при температуре ниже  $50^\circ$  в сухой среде обезвоживается лишь частично до формы турьита<sup>1</sup>, а во влажном воздухе дегидратация почти не идет и, чтобы получить ту же форму, требуется повышение температуры до  $60^\circ$  C и длительность процесса до 2000 ч.

<sup>1</sup> В старом понимании, когда турьиту ошибочно приписывалась формула  $2Fe_2O_3 \cdot xH_2O$ .

Для получения же гематита требуются еще более высокие температуры, которые не могли иметь места в нормальном осадочном процессе. Для объяснения этого противоречия была выдвинута гипотеза спонтанной дегидратации во времени, идущей независимо от каких-либо внешних факторов и лишь ускоряющейся высокой температурой. Было высказано также предположение о том, что дегидратация может ускоряться в присутствии веществ, способных понижать давление водяных паров, например в присутствии соляных растворов.

Разбирая все эти гипотезы, Томлинсон показал, что в лучшем случае они годятся лишь для объяснения некоторых красноцветных толщ в некоторых районах. Он пришел к выводу, что в процессе седиментогенеза были примерно равны возможности как для дегидратации, так и для гидратации, и что изменения степени обводненности окислов железа были, по-видимому, вообще невелики; постседиментационная дегидратация не имела сколько-нибудь значительного развития и не играла существенной роли в образовании красного цвета. Тем самым, Томлинсон не снимал противоречий, а лишь переносил их в область сноса, где шло образование железистой коры выветривания.

Несмотря на отрицательное отношение Томлинсона к идее спонтанной дегидратации, она отстаивалась многими более поздними исследователями, например Дорсейем (Dorsey, 1926). Новые представления по этому вопросу относятся к началу сороковых годов и связаны с использованием данных почвоведов и химиков, а также с развитием метода рентгенометрического анализа.

Раймонд (Raymond, 1942), а позднее Ван-Хутен (Van Houten, 1948) показали, что исследования Вэло и Бандиш (Welo, Bandisch, 1934), Мэллора (Mellor, 1934), Вайсера (Weiser, 1935), Масона (Mason, 1943) в значительной мере снимают противоречия, связанные с вопросом о роли дегидратации.

Согласно этим работам, существует лишь одна химическая форма гидрата окисла железа:  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , в которой вода связана молекулярно. Этот гидрат в природных условиях встречается в виде двух минералов  $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (гётит) и  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (лепидокрокит), различающихся по аллотропическим модификациям железа, что отмечается рентгеном. Оба минерала были приготовлены синтетически в виде желтых гелей  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , которые постепенно теряли адсорбированную воду.

Лепидокрокит менее устойчив, чем гётит, и в почвах не обнаружен. Гётит, наоборот, является очень типичным устойчивым минералом железистых почв. В лабораторных условиях он переходит в гематит лишь при высоких температурах, не свойственных природным условиям образования красноцветов. Обычно гётит получается путем окисления двухвалентных соединений железа, но может быть приготовлен также путем гидролиза сульфата окиси железа.

Гематит получается синтетически при воздействии гидрата окиси алюминия или других щелочей на раствор хлорного или азотного железа. Он осаждается в виде коричневого геля  $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , который на воздухе, при обычной температуре, в течение одного года переходит в устойчивый гематит ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) вследствие процесса медленной спонтанной кристаллизации, который может быть прослежен и проконтролирован рентгено снимками. (При нагревании до  $100^\circ\text{C}$  время сокращается до двух часов.) Турбит представляет промежуточную стадию этого перехода. Из этих данных как будто бы следует, что для образования водного окисла  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (переходящего затем в гематит) необходима щелочная среда, тогда как образование водного гидрата окисла  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O} \times n\text{H}_2\text{O}$  может происходить при более низких рН. Именно так понимает Раймонд Чалышев (1959), приводящий в подкрепление этого факты образования исключительно бурых и желто-коричневых гидратов окис-



лов железа в водоемах таежно-подзолистой зоны с рН ниже 7. Однако сам Раймонд этого положения ясно не формулирует.

По данным Хендрикса и Александра (Alexander, Hendricks, Nelson, 1939), гётит и гематит являются наиболее распространенными минералами почв. Ими было обнаружено совместное нахождение гётита и гематита как в красных, так и в серовато-коричневых почвах, но в различных соотношениях — в ярко-красных образцах преобладал гематит. Значительно реже в коричневых почвах встречался лишь один гётит. Раймонд (Raymond, 1942) также приводит результаты рентгеноанализов нескольких почв различного цвета. По его данным, красные почвы содержали только гематит, коричневые — только гётит; желтые почвы дали нечеткие (смешанные) рентгенограммы.

Присутствие гематита в неокрасных почвах объясняется различными размерами и степенью агломерации его частиц. Доказано, что в процессе спонтанного изменения геля  $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$  размеры образующихся кристаллов и степень их агломерации все время растут, что обуславливает соответствующее изменение цвета от светло-коричневого до темно-красного. Поскольку анализировались современные почвы, вполне понятно, что гематит мог содержаться в них в «недозрелой» форме, с некоторым количеством адсорбированной воды.

Таким образом, был сделан вывод, что в природных условиях гётит и гематит, как правило, не связаны взаимопереходами, а имеют различное происхождение, обусловленное различными химическими реакциями. Раймонд подчеркивает исключительно важную роль бактериологических процессов в образовании гематита. Различные бактерии продуцируют аммоний и способствуют образованию азотного железа; весьма вероятно образование в почвах также и хлорного железа, которое может реагировать со щелочами. Бактерии активны в жарком влажном климате, в поверхностных горизонтах почв; отсюда вполне понятна приуроченность красного цвета к почвам теплых влажных областей. Ван-Хутен, ссылаясь на Пэйлач и др. (Palache a. oth., 1944) и Мэсон (Mason, 1943), пишет, что гематит может легко образоваться и за счет магнетита, если последний попадет в окислительную среду при умеренной температуре.

Образование гётита, по мнению Раймонда, возможно происходит за счет окисления бикарбоната двухвалентного железа, который является обычным продуктом выветривания пород в любом климате. Ван-Хутен указывает, что гётит является обычным продуктом изменения закисно-окисных минералов железа в окислительных условиях при нормальных температурах и давлении. Гётит может образоваться также в результате взаимодействия железистых солей с гумусом.

В общем из приведенных данных следует, что геологические и геохимические условия, благоприятствующие образованию гётита в одном случае и гематита — в другом, еще далеко не ясны. Возможно, что совместное нахождение гётита и гематита в большинстве образцов почв, исследованных Хендриком и Александром, не является универсальным явлением, но оно свидетельствует все же о том, что условия образования этих минералов имеют более или менее широкую зону перекрытия, в которой идет образование обоих минералов. Наложение биогенных процессов делает этот вопрос очень сложным для решения его только экспериментальным путем. Здесь необходимо накопление фактического материала, причем не только по современным почвам, но и по ископаемым красноцветным породам.

Тем не менее доказательства различной природы гематита и гётита и устойчивости обоих минералов в природных условиях действительно могут объяснять противоречивые наблюдения над желто-коричневыми железистыми образованиями в почвах и осадках: их устойчивость в одних условиях и относительно быстрый переход в красные — в других.

В этой связи интересно отметить многократно приводившееся различными американскими исследователями наблюдение, что среди разнообразных по цветовой гамме красноцветных формаций выделяются два типа: с преобладанием пород яркого кирпично-красного цвета с оранжевым оттенком и с преобладанием темно- или коричневатого-красного цвета, с глубоким вишневым оттенком.

Хагер (Hager, 1928) называет в качестве типичного представителя первых — пермские красноцветы Западного Техаса, для вторых представительны красноцветы триаса того же района. Аналогичные цветовые характеристики пермских и триасовых красноцветных формаций приводит Крынин (Крынин, 1949) и Свайнфорд (Swineford, 1955), распространяя их на районы Канзаса и Коннектикута. Приведенное выше сопоставление этих формаций, сделанное Свайнфордом, показывает, что окраска тесно связана с специфическими особенностями всего комплекса генетических признаков, свидетельствующих о разных условиях образования этих формаций. Возможно поэтому, что различие окраски обусловлено здесь различным характером химико-биогенных процессов, приводивших в случае пермских красноцветов к преимущественному образованию водного окисла  $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ , а в случае триасовых красноцветов — водного гидрата окисла  $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ .

### **Тектоно-климатические и фациальные условия образования красноцветных серий**

В качестве наиболее ранней и весьма популярной гипотезы образования красноцветов долгое время держалось представление об образовании их в пустынных условиях жаркого сухого климата. Пустынное происхождение красноцветов основывалось главным образом на том, что в ископаемых красноцветных осадках часто наблюдались включения гипса, а иногда и легко растворимых солей; кроме того, считалось, что для красноцветов характерен аркозовый состав, свидетельствующий о преобладании механической дезинтеграции пород в области сноса и, следовательно, о недостаточной влажности. С другой стороны, существенным доводом против пустынных условий является издавна известный факт приуроченности современных красных остаточных почв (кор выветривания) к жарким, но влажным условиям тропического или субтропического климата.

Чтобы снять это противоречие, были выдвинуты гипотезы постседиментационного привноса железистых окислов за счет магматических проявлений, либо метеоритных вод; допускалась также возможность окисления двухвалентного железа в современной зоне поверхностного выветривания.

Широко используя новые, для своего времени, геологические данные, Томлинсон показал несостоятельность вторичных гипотез и высказался за необходимость пересмотра самой идеи пустынного происхождения красноцветов. Убедительно обосновав широкие возможности первичного происхождения красноцветов, он подчеркивал, что необходимо рассматривать отдельно условия в области сноса и в бассейне накопления. В области сноса образование железистой коры выветривания происходило в условиях расчлененного рельефа поднимавшихся плоскогорий и теплого континентального климата с значительным количеством атмосферных осадков. Эти условия одновременно обеспечивали быструю механическую эрозию и интенсивное химическое разложение.

В бассейне накопления красноцветные осадки отлагались в низинах и, вообще говоря, это могло иметь место при любом климате; однако наиболее благоприятными были условия менее гумидного, скорее семиаридного климата и окислительной обстановки, исключавшей возможность сколько-нибудь широкой редукции окислов железа.

Таким образом, Томлинсону удалось наметить пути разрешения противоречивой ассоциации железистого пигмента красноцветов с гипсом и аркозовым составом обломочного материала. Однако вопрос этот продолжает обсуждаться вплоть до настоящего времени. Достаточно привести для примера работу Перельмана (1954), почти целиком посвященную объяснению противоречивого нахождения окислов железа с легко растворимыми солями и кальцитом. В отличие от Томлинсона и большинства других авторов, Перельман считает, что образование железистой коры выветривания происходило в периоды влажного климата и спокойных тектонических условий, которые предшествовали периодам поднятий и общей аридизации, когда происходили размыв железистой коры и накопление красноцветов.

Следует заметить, что подобный взгляд противоречит не только воззрениям Томлинсона, но и всем более поздним работам американских исследователей, единодушно считавших образование коры выветривания и формирование красноцветных отложений одновременно развивающимися процессами. Многократные усиления и ослабления поднятий в области сноса приводили к попеременному преобладанию то эрозии коры, то ее накопления, но в целом равновесие поддерживалось в течение всего времени формирования красноцветной серии.

Другим примером из американской литературы может служить работа Джона Кларка (Clark, 1962), в которой автор отрицает возможность устойчивого существования в области сноса условий, благоприятствующих одновременному образованию аркоз и красного железистого пигмента. Единственным объяснением этого, по мнению Кларка, может быть допущение постседиментационного окисления железа в аридном климате.

Заметим, что уже к середине двадцатых годов стало ясно, как это можно видеть, например, из работы Хагера (Hager, 1928), что значительная, если не подавляющая часть красноцветов весьма обеднена полевыми шпатами и в ряде случаев представляет типичные граувакки. Тем не менее аркозовые красноцветные формации представляли также несомненный геологический факт, постоянно привлекавший внимание американских геологов и неоднократно стимулировавший возникновение разнообразных гипотез вторичного происхождения красноцветов.

Отказавшись от идеи пустынного происхождения красноцветов, Томлинсон существенно расширил фациальный диапазон их образования. Преобладающими у него оказались осадки рек, периодически доносивших свои воды до морей и океанов; он допускал возможность, хотя и ограниченную, сохранения красного цвета осадков в прибрежных участках этих водоемов или, другими словами, в области дельты.

В нашей литературе красноцветным отложениям чаще всего приписывалось дельтовое происхождение, основанием чему послужила работа Л. В. Пустовалова (1937), посвященная доказательству дельтового происхождения верхнепермских красноцветов Приуралья. Автор приводит и использует для доказательства следующий ряд признаков: наличие мощных, но невыдержанных косослоистых песчаников и конгломератов с местной красноцветной галькой, многочисленные следы внутренних размывов; очень выдержанный характер косой слоистости; непостоянство петрографического состава; однообразие толщи в целом при изменчивости деталей; обилие коллоидов; циклическое строение с последовательной сменой серых песчаников основания цикла — пестроцветными глинами, серыми глинами и, наконец, карбонатными породами, иногда с включениями гипса, что хорошо объясняется периодическими выдвиганиями и отступлениями дельты; периодические изменения внутри каждого цикла содержания карбонатов Са и Mg и полуторных окислов железа и алюминия, также хорошо согласующиеся с миграциями дельты,

вызывающими резкие изменения солености вод; большие мощности красноцветных осадков и широкое площадное распространение; наличие зеленовато-серых прослоев, содержащих, по-видимому, органический материал, обусловивший редукцию окислов железа; слабая битуминозность всех пород. Кроме того, приводятся наблюдения в пользу фациального замещения красноцветных отложений в западном направлении морскими осадками, что сопровождается уменьшением грубозернистости материала, увеличением его загипсованности, также измельчением растительных остатков вплоть до аллохтонных сажистых прослоев и коллоидов. Медепроявление на границе красноцветных и морских толщ также явилось результатом смешения пресных речных и соленых морских вод в дельтовой области, что и обеспечило значение рН, необходимое для осаждения гидрата окиси Си. Сходство флоры приуральских красноцветов с флорой Печорского бассейна и характер находимой фауны указывают, по мнению Пустовалова, на умеренный климат, что подтверждается и фациальным типом осадков.

Хотя некоторые из приведенных признаков говорят в большей степени против пустынного происхождения красноцветов, чем за дельтовый их генезис, работа Л. С. Пустовалова представляла первый глубокий и разносторонний фациальный анализ красноцветных отложений. К тому же автор наглядно продемонстрировал практическую значимость подобных исследований, приведших его к коренным изменениям стратиграфии изучавшегося разреза. Неудивительно поэтому, что более поздние исследования советских геологов, связанные с красноцветными породами, в большинстве случаев развивались в том же литолого-фациальном направлении, иногда с элементами циклического анализа, не выходя за пределы круга вопросов, разбиравшихся Пустоваловым, Таковы, например, работы Я. Д. Зеккеля (1947), В. П. Флоренского и В. С. Князева (1953), Г. Н. Бровкова (1954). С точки зрения проблемы происхождения красноцветных отложений ничего принципиально нового не вносят и работы по медистым формациям (например, В. М. Попов, 1960 — о свите медистых песчаников Джекказгана).

Несмотря на явное влияние «дельтовой гипотезы» Л. В. Пустовалова, фациальный диапазон красноцветных осадков в результате этих работ постепенно расширялся, охватывая обстановки от элювиально-делювиальных до глубоководно-заливных включительно с преобладанием, однако, аллювиально-дельтовых фаций. Соответственно авторы все дальше отходили в своих выводах от обязательности аридных условий накопления красноцветных осадков. Сходный процесс имел место и в американской литературе. Так, Ван-Хутен считает наиболее вероятным образование раннекайнозойских красноцветных отложений района Скалистых гор в условиях сезонно-гумидного умеренно жаркого до субтропического климата с периодической сменой ландшафтов открытой пойменной равнины заболоченными и залесенными низинами и озерами.

Крынин (Krynine, 1949), так же как и Томлинсон, допускал образование красноцветов при любом климате, но в отличие от последнего считал, что благоприятствуют их накоплению условия, максимально приближающиеся к условиям области сноса, т. е. влажный жаркий климат, расчлененный рельеф периода орогенической активности и хороший дренаж, препятствующий возникновению восстановительной обстановки.

Следует подчеркнуть, что поскольку дело касалось первичных красноцветов, образующихся за счет продуктов разрушения железистой коры выветривания, вопрос о возможном климате в бассейне осаждения всегда сводился к вопросу об условиях, допускающих существование красноцветного осадка, что в свою очередь сводилось к условиям, препятствующим редукции железистых окислов. И если в начале известная сухость климата считалась необходимой для поддержания окислитель-

ной обстановки, то с середины 20-х годов многие исследователи стали придавать преобладающее значение скорости аккумуляции и физико-географическим условиям бассейна накопления (Van Houten, 1948; Крыпин, 1949). При быстрой аккумуляции, равно как и при отложении осадков выше уровня воды, красный цвет может сохраниться при любом климате. Крыпин считает, что физико-географические условия, обеспечивающие сохранение красного цвета, практически имеют место в каждом хорошо дренированном междуречье или в субэвразальной части дельты.

### Происхождение красного пигмента

Наряду с господствовавшими представлениями о первичном происхождении красноцветов в американской литературе постоянно затрагивался вопрос о возможности вторичного их происхождения. Однако при этом большинство авторов после работы Томлинсона считало обязательным перенесение в бассейн накопления условий жаркого влажного климата, благоприятствующих развитию железистой латеритной коры выветривания в области сноса, что вызывало ряд затруднений.

Так, Ван-Хутен (Van Houten, 1948) по этому поводу пишет, что области развития красноцветных осадков представляли низменные аллювиальные равнины с плохим дренажем и непрерывным осадконакоплением. Подобные условия очень отличаются от хорошо дренированных возвышенностей области сноса, на которых в настоящее время образуются красные коры; они неблагоприятны для образования красноцветных осадков, так как не обеспечивают устойчивой окислительной обстановки и развития почвенного профиля.

Рассматривая далее возможности постседиментационного образования красноцветов в аридном или семиаридном климате, Ван-Хутен подчеркивает, что предлагавшиеся гипотезы основывались главным образом на устаревших представлениях о необходимости высокой температуры для образования гематита из водных окислов железа. В свете современных данных можно считать, что время и тепло являются более активными факторами в условиях теплого и влажного климата. Осадки современных пустынь имеют в преобладающей массе серый или коричнево-серый цвет. Засушливый климат будет скорее способствовать сохранению красного цвета, чем его продуцированию.

Вторичное происхождение красноцветов в окислительных условиях древних профилей выветривания выдвигалось и в нашей литературе, в частности применительно к верхнекарбонным отложениям Донецкого бассейна (Гейслер, 1950; Кучеренко, 1956). Однако единственным доказательством этого можно считать устанавливаемую Кучеренко приуроченность красных горизонтов к периодам поднятий и отложения континентальных песчаников.

С конца 40-х годов в американской литературе появляются работы, доказывающие возможность вторичного происхождения красноцветных осадков за счет соответствующих изменений некоторых минералов в окислительных условиях. Так, Джордж Робб (Robb, 1949) провел детальные петрографические исследования, с применением рентгенометрического анализа, формации Марун из штата Колорадо (пенсильванско-пермского возраста). Формация представлена грубозернистыми темно-красными песчаниками, местами переходящими в конгломераты, и красными или пурпурными сланцами; встречаются также прослои известняков.

Исследования показали, что красным пигментом осадков является гематит, заключенный между чешуйками измененного биотита, строение решетки которого находится между иллитом и мусковитом. Этот проме-

жуточный мусковит-иллитовый минерал очевидно был образован путем выноса железа из октаэдрического слоя решетки биотита и замещением его алюминием. Вынесенное железо окислилось до гематита и окрасило осадки в красные тона. Судя по хорошей сохранности и одновременно хрупкости пластинок новообразованного мусковит-иллитового минерала, автор относит указанные изменения к постседиментационной стадии. Необходимым условием подобного происхождения железистого пигмента очевидно является первично высокая слюдистость осадков.

В связи с этой работой следует остановиться на противоречивых особенностях состава глинистых минералов в красноцветных осадках и в красной коре выветривания, которые отмечены, в частности, в работе Ван-Хутена (Van Houten, 1948). Под влиянием почвообразовательных процессов обычно развиваются монтмориллонит и каолинит, в то время как многочисленные анализы глинистого материала из различных красноцветных формаций показывают резкое преобладание в них иллита; монтмориллонит содержится в некоторых образцах в качестве незначительной примеси, каолинит же в большинстве красноцветных формаций отсутствует.

Суммируя имеющиеся данные, Ван-Хутен допускает возможность образования иллита в диагенезе за счет разложения слюд, монтмориллонита и может быть даже каолинита. Одновременно он подчеркивает, что иллитовый состав глинистых минералов является наиболее серьезным аргументом против защищаемой им гипотезы первичного происхождения красноцветов в условиях теплого гумидного климата, особенно если учесть, что, согласно данным почвоведов, подобному образованию иллита способствует сухой климат. Судя по данным Крынина и Свайнфорд (см. табл. 1), можно полагать, что каолинит сохраняется в континентальных триасовых красноцветах, образовавшихся в жарком гумидном климате, и переходит в иллит в прибрежно-морских условиях пермских красноцветов, образовавшихся в жарком сухом климате. Однако для такого вывода мы имеем еще очень мало данных.

Миллер и Фолк (Miller, Folk, 1955) выдвинули гипотезу образования железистого пигмента красноцветных осадков за счет зерен обломочного магнетита и ильменита, которые в окислительных условиях частично переходят в гематит, присутствующий в форме оболочек на зернах других минералов, а в восстановительных — полностью растворяются и выносятся. Доказательством этого является, по их мнению, во-первых, большее количество магнетита и ильменита в красных породах и отсутствие этих минералов в редуцированных серых участках; во-вторых, принадлежность почти всех красноцветных отложений к классу аркоз или граувакк, образующихся за счет разрушения изверженных или метаморфических пород, богатых магнетитом и ильменитом.

Красный цвет, таким образом, отложения приобрели на месте осадконакопления, в диагенезе или даже позже; это подтверждается тем, что, по наблюдениям авторов, в месте соприкосновения песчаных зерен гематитовая оболочка всегда отсутствует. Авторы считают, что пигментирующие железистые окислы могли образоваться и за счет других железосодержащих минералов, таких, как биотит, роговая обманка, пироксены. Но эти последние неустойчивы в окислительной обстановке и могут быть разложены еще в процессе транспортировки осадка.

Распространяя свои наблюдения на подавляющую массу красноцветов, авторы делают вывод о независимости красноцветных образований от климата, тектоники и фациальных условий осадконакопления. Вывод этот несомненно весьма слабо аргументирован. В частности, сами авторы отмечают, что за редкими исключениями ими не наблюдались переходы зерен магнетита и ильменита в железистые окислы. Кроме того, встречаются серые горизонты в ряде красноцветных серий, также обогащен-

ные магнетитом и ильменитом, и, наоборот, красные породы, не содержащие зерен этих минералов, на что указывает, например, Лангенен (Langenhein, 1955). Тем не менее возможность подобного происхождения некоторой части пигмента не следует отвергать.

Свайнфорд (Swineford, 1955), как было показано выше, также считает наиболее вероятным образование значительной части железистого пигмента пермских красноцветов на месте осадконакопления за счет вторичных изменений слюдистых минералов.

Характерно, что среди американской литературы по красноцветным осадкам не встречается работ, сколько-нибудь подробно трактующих возможности хемогенного образования железистого пигмента. Большинство исследователей вообще не касаются этого вопроса. С этим связано, по-видимому, и отсутствие конкретных материалов, выясняющих контролирующее влияние рН на образование красноцветных окислений.

В нашей литературе одной из немногих работ, доказывающих хемогенное происхождение красноцветов, является работа В. Н. Разумовой (1960) по мезо-кайнозойским красноцветным формациям Казахстана. Ею был изучен, во-первых, современный красный элювий, развивающийся (вопреки мнению американских исследователей) на зеленоцветных глинах мелового и третичного возраста в условиях несомненно аридного климата, что само по себе представляет исключительный интерес. Мощность элювия 0,1—0,2 м; представлен он разрыхленной глинистой массой микробрекчиевидной текстуры (глинистые комочки и крупинки материнской породы, пропитанные пылевидными частицами красных окислов железа), связанной постепенным переходом с подстилающей неизменной глиной. Местами красный элювий содержит включения соли и гипса, изредка в нем встречаются налеты гидроокислов марганца. Красный элювий развивается не повсеместно, а лишь на серых глинах с голубоватым или зеленоватым оттенком, обусловленным присутствием монтмориллонита и иллита; на серых или белых чисто каолиновых глинах он отсутствует. Монтмориллонит и иллит являются, однако, не источником железистого пигмента, а лишь осадителями того железа, которое поступает в элювиальный слой в водных растворах. Повышенная (примерно в 20 раз) адсорбционная способность монтмориллонита по сравнению с каолинитом легко объясняет локализацию красной окраски. Возможность происхождения железистого пигмента за счет окисления закисного железа, содержащегося в неизменных глинах, исключается, так как: а) содержание FeO очень мало (0,14—0,56%) и практически одинаково как в неизменных глинах, так и в элювии; б) минеральный состав неизменных глин и элювия одинаков. Таким образом, образование водных окислов железа в элювии представляет в данном случае типичный вторичный гипергенный процесс, а ярко-красная окраска является следствием обезвоживания при высокой поверхностной температуре.

Далее, В. Н. Разумова изучила ископаемые красноцветные отложения прибрежно-морского и континентального генезиса, образование которых она относит к аридным условиям. Железистый пигмент прибрежно-морских (в том числе дельтовых) осадков она считает первичным хемогенным. Это доказывается тем, что окислы железа в виде мельчайших комочков («сыпи») рассеяны по всей массе глины, захватывая в том числе и совершенно свежие неразложенные зерна глауконита. Следовательно, происхождение пигмента не связано с разложением железосодержащих минералов породы, так как в этом случае глауконит разложился бы в первую очередь. Хемогенное происхождение железистого пигмента континентальных осадков доказывается опять-таки методом «от противного», т. е. исключением вторичного происхождения за счет изменения железосодержащих минералов; при этом приводятся те же



факты низкого и постоянного содержания FeO и сходства минерального состава, что и для случая красного элювия.

Первичное хемогенное происхождение железистого пигмента ископаемых красноцветов представляется в данном случае значительно менее убедительным (чем вторичное хемогенное для красного элювия), так как автором совершенно игнорируется возможность привноса хотя бы части пигмента вместе с терригенными осадками из области сноса. Не приводя никаких дополнительных данных, Разумова просто постулирует, что железистый пигмент накапливался в красных осадках в окислительной среде за счет преобразования биотита в иллит и монтмориллонит или путем высаживания из растворов. В восстановительной же среде все свободное железо не накапливалось, а выносилось. Отсюда она делает вывод, что железо в условиях аридного климата переносится не в виде взвеси, а в форме легко растворимых солей, которые в окислительной среде прочно закрепляются в осадке, переходя в окисные соединения.

Этот вывод не следует, на наш взгляд, из приведенных в работе данных, и его пока можно рассматривать лишь как гипотетический.

### **Классификация красноцветных отложений**

Первая классификация красноцветных отложений, сделанная на материале современных красноцветных осадков, была дана Томлинсоном. Им выделено 7 типов осадков: 1) отложения потоков, размывающих ожелезненную кору выветривания на материнских изверженных или карбонатных породах (основной по широте развития тип); 2) прибрежно-морские отложения, представляющие выносы рек в полуотгороженные прибрежные водоемы морских и океанических бассейнов или в замкнутые внутриконтинентальные моря; 3) отложения пустынных озер или плейас. Типы 2 и 3 имеют, по автору, сравнительно ограниченное развитие; 4) отложения потоков, размывающих древние красноцветные отложения; 5) отложения потоков, размывающих гранитную дресву, красный цвет которых обусловлен окраской полевых шпатов (ограниченно развиты); 6) золотые отложения, не имеющие на территории США самостоятельного развития, и 7) глубоководные морские или океанические отложения, имеющие принципиально иное происхождение.

В 1949 г. Крынин опубликовал генетическую классификацию красноцветных отложений, основанную как на его собственных исследованиях, так и на работах других авторов, изучавших разновозрастные красноцветные формации США. В ней отражено разнообразие условий образования красноцветных осадков и их пигмента. Крынин выделяет 4 основные генетические группы красноцветных отложений, образовавшихся за счет: 1) размыва и переотложения красных кор (первичные), 2) постседиментационного окисления неокрасных осадков, 3) переотложения более древних красноцветных толщ, 4) химического осаждения. Первая и третья группы были ранее уже выделены Томлинсоном; вторая и четвертая группы — принципиально новые. Как и Томлинсон, автор уделяет наибольшее внимание первой группе, выделяя внутри нее помимо обломочных красноцветов (вынесенные и отложенные реками продукты эрозии красной коры) ещё типы переработанных и остаточных красноцветов. Образование первичных обломочных красноцветов автор связывает с периодами сильной орогенической активности и крупномасштабных поднятий континентов. Именно тектонической активностью (а не сухостью климата) следует объяснять аркозовый состав многих красноцветных формаций. Грубозернистые красноцветные аркозы отлагаются главным образом у подножий гор и в верховьях рек и лишь в исключительных случаях они спускаются к низовьям речных систем и доходят до морских берегов.

Граувакковый состав обломочных красноцветов является следствием умеренных деформаций земной коры. Граувакковые красноцветы приурочиваются соответственно к дельтам или близким к ним областям.

В качестве примера переработанных красноцветов автор приводит некоторые кварциты морского генезиса, окрашенные красными глинами, переотложенными из аркозовых первичных обломочных красноцветов; подобные образования он относит к периодам посторогенических пенепленизаций. Остаточные красноцветы представляют реликты литифицированной красной коры выветривания, существенно не переработанной.

Во второй группе красноцветных отложений Крынин различает постседиментационные и постдиагенетические красноцветы. Оба типа образуются в результате окисления, в первом случае — в зоне поверхностного выветривания свежего осадка, во втором — в погребенном осадке, в процессе его диагенеза, причем окисление некоторых минералов, содержащих двухвалентное железо, может происходить в этом случае до глубины 100 футов и более. Окисление имеет место в субаэральных условиях междуречий дельт и носит локальный характер; это выражается в подчиненном развитии и невыдержанном характере вторичных красных прослоев среди преобладающей массы серых осадков, в некоторых формациях дельтового происхождения. Многократное появление таких вторичных красных прослоев в разрезе обуславливается осцилляционными движениями земной коры.

Наиболее оригинальной, хотя и наименее обоснованной фактическим материалом, является у Крынина четвертая группа — хемогенных красноцветов, в осадках которой красный железистый пигмент выпадал из растворов. Автор намечает здесь ряд типов в зависимости от того, выпадает ли  $Fe_2O_3$  из морских или пресноводных бассейнов, в процессе осадконакопления или в постседиментационную стадию из циркулирующих растворов.

Преимущественным развитием, по автору, пользуются морские хемогенные красноцветы, с которыми связаны практически все железорудные месторождения. Вообще хемогенные морские красноцветы занимают, по его мнению, второе место по широте распространения после первичных обломочных; вместе с тем он отмечает, что механизм морского осаждения гематита еще неясен. Пресноводные хемогенные красноцветы окрашены в красновато-коричневые тона за счет гидроокислов железа и содержат также сидерит. Они имеют весьма малое развитие.

Постседиментационные хемогенные красноцветы образуют тонкие красные прослоечки или прожилочки в субаэральных осадках.

К сожалению, Крынин не дает развернутой литологической характеристики красноцветных отложений всех выделенных им типов, что является существенным недостатком работы. Подчеркивая разнообразие условий образования различных красноцветных формаций, он вместе с тем считает, что красноцветность выражает лишь преобладание окислительных условий над восстановительными, что легче всего осуществляется в субаэральных условиях, чем и объясняется преимущественное развитие среди красноцветов континентальных типов осадков. Решающим фактором, по его мнению, является физико-географическая обстановка, которая определяется осцилляциями погружающегося бассейна, т. е. тектоникой. Различия климатических условий образования красноцветных осадков не находят отражения в его классификации, специфическая окраска пород не получает генетического истолкования и не связывается с совокупностью других признаков. Необоснованность этих заключений очень хорошо демонстрируют вышеохарактеризованные исследования Свайнфорд, проводившиеся под руководством самого Крынина.

В 1962 г. Джон Кларк опубликовал классификацию красноцветных отложений по материалам личных наблюдений над красноцветными

Классификация красноцветных отложений, по Джону Кларку (Clark, 1962)

| Тип  | Цветовая характеристика  | Текстуры, структуры, связь с областью питания и пр.   | Ископаемые остатки   | Вероятное происхождение пигмента   | Интерпретация условий образования красноцветных отложений            |
|--|--|---|--|--|--|
| 1. Конгломераты из красных алевритовых галек | Кирпично-красные до темно-красных за счет тонкорассеянного пигмента в гальках и цементе. С приближением к области сноса окраска темнеет, связывается преимущественно с галькой; с удалением — красные гальки исчезают, окраска связана с алевритовыми прослоями                                  | Количество красных алевритовых галек увеличивается в направлении к области сноса, а красный пигмент в цементе исчезает. С удалением от источника красные отложения быстро смешиваются с продуктами разрушения других осадочных пород, и конгломераты переходят в неокрасные песчаники с прослоями красных алевритов; еще далее начинается редукция и переход в зеленовато-серые отложения. Очевиден локальный источник питания (осадочные красноцветные породы). Площади распространения ограничены (от единиц до нескольких десятков миль) | Немного или нет  | Эрозия и переотложение древних красноцветных толщ  | Быстрая транспортировка и отложение в невосстановительной обстановке |
| 2. Красный глинистый конгломерат             | Кирпично-красные до темно-красных. Цвет становится светлее и ярче с приближением к области сноса. Тонкорассеянный красный пигмент пропитывает повсеместно породы   | Содержит большое количество обломков измененных гранитов, лавы или известняков, а также бесструктурной пластичной красной глины, количество которых увеличивается вблизи области сноса. Обычно очевиден локальный источник питания  | Немного или нет  | Латеритное выветривание первично неокрасных материнских пород (преимущественно изверженных и осадочных карбонатных) в условиях, постулированных Крынином | Быстрая транспортировка и отложение в невосстановительной обстановке |
| 3. Пестрые красноцветы                       | Алевролиты — шоколадные, пурпурные до пурпурно-красных, часто с зеленоватыми пятнами, линзами и полосками; песчаники и конгломераты — белые, светло-серые, цвета загара, зеленоватые, в выветрелом состоянии — темно-коричневые. Часто наблюдается усиление окраски с удалением от области сноса | Пурпурные алевролиты массивные, зеленоватые линзы иногда слоисты. Песчаники в форме русел и ограниченных линз содержат гальку свежего полевого шпата. Характерны конкреционные зоны разнообразных типов   | В алевролитах — остатки наземных позвоночных, в зеленоватых линзах — озерных позвоночных и беспозвоночных, а также растительности; песчаники содержат листья и перемытые кости. В целом растительность обильна | Автохтонное за счет латеритного выветривания на месте отложения первично неокрасных осадков  | Речные отложения в обстановке устойчивого теплого влажного климата   |
| 4. Красноцветы с оттенком корицы             | Алевриты глубокого яркого коричнево-красного цвета, часто до пурпурного, за счет марганцевой примеси (пленки по наслоению). На свежей поверхности часто зеленоватые пятна. Песчаники от грязно-темно-красных (массивные разности) до светлых кремово-серых (плитчатые)                           | Алевролиты слоистые, со знаками ряби, трещинами усыхания, отпечатками следов; обычно мощные слои. Песчаники от среднерельефных до тонкозернистых (преимущественно маломощные, тонкие слои, как правило, не образуют линз), массивные; светлоокрашенные песчаники — плитчатые. Обычно содержат включения гипса (рассеянные кристаллы, прослойки, конкреции, заполнение трещин)   | Немного или нет; либо следы позвоночных или раковин морских беспозвоночных   | Окисление первично неокрасных пород на месте их ссаждения  | Отложения эстуариев до мелководно-морских, в пустынных условиях      |

|                                |  |  |   |   |  |
|--------------------------------|--|--|---|---|--|
| 5. Кирлично-красные красновцы  | Алевролиты от кирпично-красных до оранжевых и охристо-желтых; песчаники от светло-красных до светлого-красных  | Песчаники от тонкозернистых до грубозернистых, преимущественно линзовидной формы, массивные. Алевролиты несложные. Волнопробойные знаки и трещины. Усыхания редки. Гипса очень мало (раскисленные кристаллы). Тесно связаны с типом 4 (по разрезу и на площади)                      | Немного или нет. Иногда перемытые кости наземных позвоночных                                      | То же   | Дельтовые или литоральные отложения эстуариевых включительно, в пустынных условиях |
| 6. Пастельно-красные красновцы | Переслаивание лавандовых, желтых, часто — белых и редко — красных типов; преобладают лавандовые слои   | Песчаники от тонкозернистых до среднезернистых, хорошо сортированные, с мелкой к-сой слоистостью. Встречаются очень редко  | Нет   | Неясно  | Предположительно озерные. Все остальное неясно                                     |
| 7. Крапчатые красновцы         | Красная окраска связана с гематитовыми конкрециями и сложено разветвленными прожилками и пятнами в первично зеленоватом осадке, обычно приурочивающимся к более глинистым прослойкам или ископаемым остаткам | Глина, песчаные аргиллиты, алевролиты, песчаники разнообразного генезиса (от озерных до морских), чаще плохо сортированные. Иногда трудно отличимы от частично редифицированных красновцев; основной отличительный признак — наличие ископаемых остатков внутри красноватых участков | От большого количества до полного отсутствия в зависимости от термического содержания их в породе | Автохтонные, эписинетические за счет высаживания из циркулирующих растворов | Зависимости от условий образования не подмечено                                    |

формациями США и частично Азии, начиная от докембрийских и кончая современными. В основу выделенных типов были положены комплексы взаимосвязанных структурно-текстурных и других признаков пород, в число которых не входила их окраска, которую необходимо было объяснить. Характеристика выделенных типов приведена в табл. 2.

Кларк подчеркивает эмпирический характер и соответственно чисто описательное наименование типов своей классификации. Он считает ее дополняющей теоретическую классификацию Крынина, основанную на различном происхождении красноцветов. В то же время, интерпретируя условия образования выделенных типов и устанавливая их идентичность (по совокупности признаков) определенным типам Крынина, Кларк приходит к резко отличному выводу, не совместимым с представлениями и классификацией Крынина.

Большинство красноцветных формаций и, в частности, наиболее широко развитые типы 3, 4, 5 (первичные, по Крынину) Кларк считает постседиментационными, образовавшимися в условиях теплого климата с чередованием влажных и сухих периодов.

Среди приводимых им доказательств содержатся интересные данные об изменениях характера пород, их петрографического состава и окраски в направлении к области сноса и с удалением от нее. Так, он отмечает, что для некоторых красноцветных формаций этого типа известны материнские породы, не содержащие красных осадков; все русловые осадки имеют зеленовато-серый цвет и не содержат красного материала даже в форме примеси, но зато в них часто встречаются гальки свежего полевого шпата; красноцветность нарастает с удалением от области сноса. Однако в целом его выводы об условиях образования являются спорными и свидетельствуют о недостаточной разработанности этого вопроса.

Весьма интересным, на наш взгляд, является то обстоятельство, что выделенные по совокупности генетических признаков (исключая окраску) типы красноцветных отложений оказались

отличными и по своей окраске, которая включена Кларком даже в наименование типов. Тем самым цветовая характеристика пород в классификации Кларка получила значение самостоятельного генетического признака; то же самое, как мы видели выше, получилось у Свайнфорд (Swineford, 1955), когда она сопоставила по совокупности генетических признаков (исключая окраску) пермские и триасовые красноцветные формации Канзаса и Коннектикута.

В советской литературе сколько-нибудь развернутые классификации красноцветных отложений отсутствуют. Имеется лишь указание Н. М. Страхова (1962), что диагностическим признаком красноцветных формаций аридной обстановки является высокое содержание в цементе всех пород карбоната кальция; дополнительно к этому В. Н. Разумова (1960) в вышеохарактеризованной работе высказывает предположение, что для аридных красноцветных отложений наиболее характерно химическое происхождение красного железистого пигмента.

## Глава II

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

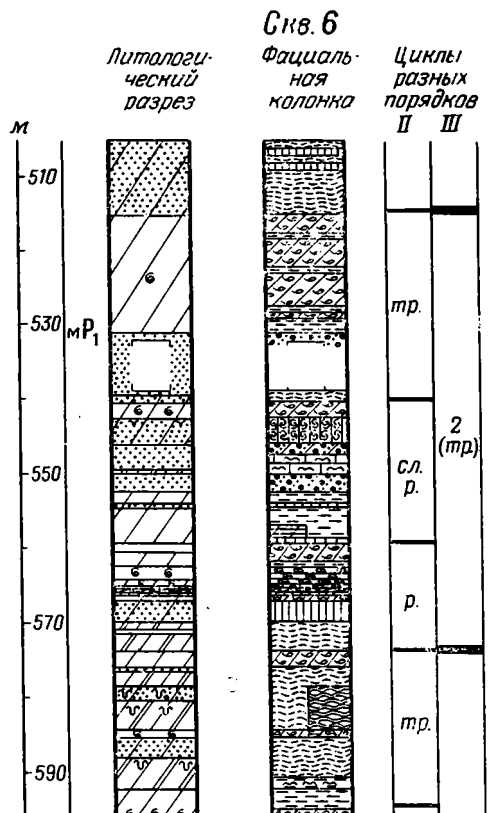
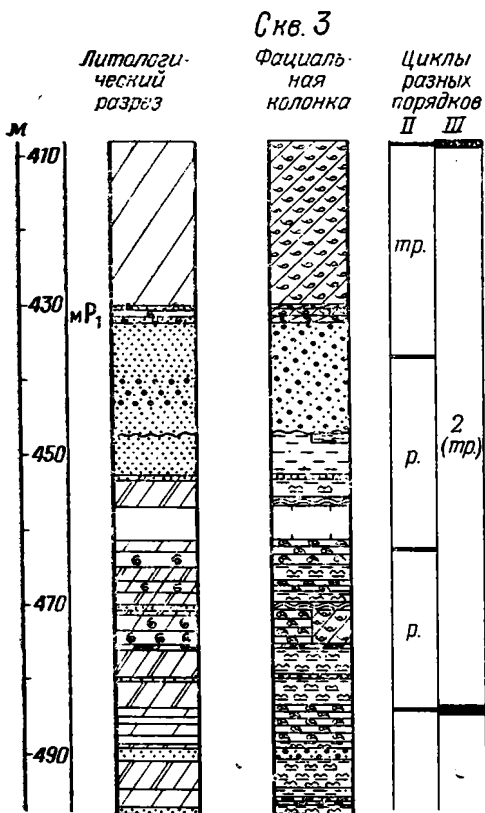
Терригенные осадки в изученном нами разрезе верхнего карбона представлены чередованием разнообразных по гранулометрическому составу пород, от глин до крупнозернистых песчаников с гравием и галькой (фиг. 1, 2). Породы окрашены преимущественно в серые тона, среди которых довольно часто встречаются светло-серые, со слабым голубоватым или зеленоватым оттенком. Реже встречается красноцветная окраска.

Картамышская свита нижней перми имеет глинисто-алевритовый состав с незначительным участием тонкозернистых песчаников. В окраске пород резко преобладает красноцветная гамма. В подчиненном развитии встречаются зеленовато-серые и еще реже — голубовато-серые тона. Нормальная серая окраска пород, характерная для угленосных отложений, практически отсутствует.

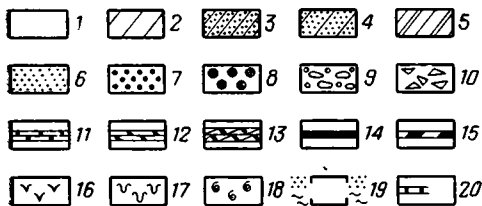
В породах верхнего карбона довольно часто встречается растительный материал, главным образом в форме детрита и обрывков стеблей. Периодически наблюдаются корневые остатки и как исключение — остатки листьев. Наряду с флорой присутствуют разнообразные фаунистические остатки. Незначительным развитием пользуются конкреционные карбонатные образования, приуроченные главным образом к горизонтам ископаемых почв.

В картамышской свите растительного материала мало, представлен он почти исключительно мелким детритом, приуроченным к сероцветным породам и часто различимым лишь под микроскопом. Фауна и карбонатные конкреции в терригенных осадках отсутствуют.

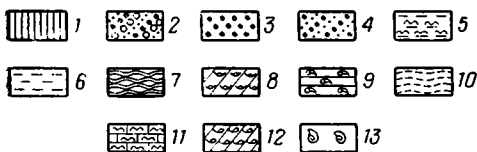
Песчаные породы верхнего карбона имеют полимиктовый состав с преобладанием кварца, содержание которого составляет не менее 50% от всей массы зерен. Остальную часть представляют плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, обломки эффузивов и кремнисто-серицито-глинистых сланцев, содержащиеся примерно в равных количествах (без устойчивого преобладания какого-либо одного компонента). В подчиненном количестве встречаются обломки кремнистых пород. Среди плагиоклазов преобладают свежие или слегка измененные разновидности. Эффузивы имеют преимущественно средний состав (порфириты), кислотных эффузивов типа фельзитов очень мало. Содержание слюд и хлорита сильно меняется в зависимости от характера породы и ее фациальной принадлежности, но в целом довольно значительно. Зерна кварца и полевых шпатов угловатые и угловато-окатанные. Обломки эффузивов и кремнисто-серицито-глинистых пород иногда хорошо окатаны. Состав песчаных пород свидетельствует о преимущественном размыве гранитов, в меньшей мере — эффузивов.



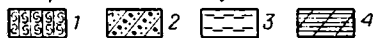
*К литологическим разрезам*



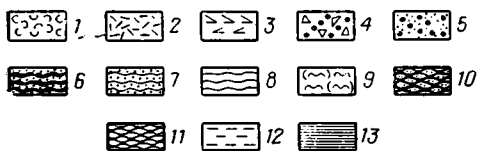
*К фациям гумидной обстановки*



*К фациям гумидной обстановки с признаками засушливости*



*К фациям слабозаридной обстановки*



тр.

тр.

р.  
2 (тр.)

р.

тр.

сл. р.

р.

тр.

о-сл. тр.

1 (р.)

р.

р.

3



Петрографический состав алеврито-песчаных пород фации баров картамышской свиты ( $P_1^{krt}$ ), по В. Д. Шутову (%)

| № обр./<br>№ скв. | Порода  | Окраска                                     | Кварц | Полевые<br>шпаты | Обломки<br>пород |
|-------------------|---|---|-------|------------------|------------------|
| 150а/54           | Алевролит крупнозернистый                           | Серая . . . . .                             | 53    | 14               | 33               |
| 103а/54           | То же   | Серая, участками буровато-серая . . . . .   | 49    | 11               | 40               |
| 105/54            | » »   | Буровато-серая . . . . .                    | 48    | 16               | 36               |
| 110/54            | Песчаник тонкозернистый, тяготеет к мелкозернистому | Голубовато-серая . . . . .                  | 55    | 12               | 33               |
| 153а/54           | То же   | Серая с красновато-бурыми пятнами . . . . . | 56    | 20               | 24               |
| 153/54            | Песчаник тонкозернистый                             | Красновато-бурая . . . . .                  | 39    | 14               | 47               |
| 100/54            | То же   | Красновато-бурая . . . . .                  | 42    | 35               | 23               |

Цемент песчаных пород карбонатный и глинистый. Глинистый материал представлен в основном гидрослюдами и каолинитом. В цементе некоторых алевритовых пород содержится, кроме того, значительное количество гидроокислов железа.

Минеральный состав обломочных пород картамышской свиты характеризуется преобладанием зерен кварца, в общем средней окатанности, за которым следуют (по количественному содержанию) округлые обломки основной массы эффузивов среднего и кислого состава (с хорошо заметными лейсточками или микролитами плагиоклазов); в несколько меньшем количестве встречаются сходные по составу обломки

Фиг. 1. Литолого-фациальный разрез авиловской свиты ( $C_2^3$ ) в районе Ново-Мечебиловского купола.

Условные обозначения к фиг. 1—4:

К литологическим разрезам. 1 — глина; 2 — алевролит мелкозернистый; 3 — алевролит среднезернистый (в разрезах верхнего карбона объединен с алевролитом мелко- или крупнозернистым); 4 — алевролит крупнозернистый; 5 — переслаивание алевролитов и глин; 6 — песчаник тонко- и мелкозернистый; 7 — песчаник среднезернистый; 8 — песчаник крупнозернистый; 9 — галька и гравий; 10 — неокатанные обломки пород; 11 — известняк; 12 — доломит; 13 — доломит ожелезненный; 14 — уголь; 15 — углистый сланец; 16 — корневые остатки; 17 — ходы илоядных; 18 — остатки фауны; 19 — бескерновый интервал; песчаник и глина, по данным каротажа; 20 — карбонатный горизонт, только по данным каротажа.

К фациальным колонкам. Фации гумидной обстановки: 1 — болотные озера; 2 — наземные русла рек; 3 — подводные русла (речные выносы); 4 — бары; 5 — озера — прибрежная зона; 6 — озера — центральные участки; 7 — заливно-лагунные водоемы — прибрежная зона волнений и течений; 8 — лагуны — центральные участки; 9 — заливы — центральные участки; 10 — прибрежно-морская зона волнений и течений; 11 — то же, в начальную стадию трансгрессии моря; 12 — мелкое море; 13 — то же, относительно более глубоководные участки. Фации гумидной обстановки с признаками засухливости: 1 — зарастающие озера; 2 — бары; 3 — озера; 4 — лагунно-заливные водоемы. Фации слабоаридной обстановки: 1 — крайние мелководные пересыхающие озера, тип пятнистых алевролитов с брекчированной текстурой, 2 — то же, с признаками зарастания, тип жилковатых глин, 3 — озера, 4 — приустьевые бары, тяготеющие к отложениям временных потоков, тип пестроцветной гравелито-брекчи, 5 — бары, относительно удаленные от берега, тип буровато-серых песчаников и крупнозернистых алевролитов, 6 — бары, прибрежный тип красноцветных песчаников и крупнозернистых алевролитов, 7 — зона волнений и течений заливно-лагунных водоемов, тип прибрежно-лагунных красноцветных алевролитов, 8 — то же, тип прибрежно-лагунного переслаивания красноцветных алевролитов и глин, 9 — то же, тип прибрежно-заливных буровато-серых комковатых алевролитов, 10 — то же, тип прибрежно-заливных буровато-серых алевролитов с косовольнистой слоистостью, 11 — то же, тип прибрежно-заливного переслаивания пестроцветных алевролитов и глин с широким развитием сероцветной окраски, 12 — лагуны, центральные участки, 13 — заливы, центральные участки.

К типам циклов. Р. — регрессивный; ТР. — трансгрессивный; О. — однородный; СЛ.Р. — слаборегрессивный; СЛ.ТР. — слаботрансгрессивный

Фации и генетические типы терригенных пород в различных климатических обстановках

| Группа фаций     | Гумидная  |  | Гумидная-переходная  |   | Слабоардная   |   |
|------------------|---|--|--|---|---|---|
|                  | фация   | тип  | фация  | тип   | фация   | тип   |
| Морская          | Алеврито-глинистых осадков мелкого моря нормальной солености                                      | Не выделяется  | Не встречена   | —   | Не встречена  | —   |
|                  | Песчано-алееритовых осадков прибрежной части моря (периода регрессии)                             | Алевролиты переслаивания<br>Алевролиты крупнозернистые—песчаники тонкозернистые с косоволнистой слоистостью                            |  |   |   |   |
|                  | Алевритовых осадков прибрежной части моря (периода трансгрессии)                                  | Не выделяется  |  |   |   |   |
| Лагунно-заливные | Алеврито-глинистых осадков заливов  | Глины с фауной и пиритизированными растительными остатками<br>Алевролиты среднезернистые с редкой фауной                               | Голубовато- и зеленовато-серых алевритовых осадков заливов и лагун | Алевролиты среднезернистые голубовато-серые скрытослоистые<br>Алевролиты крупнозернистые зеленовато-серые с косоволнистой слоистостью | Пестроцветных алеврито-глинистых осадков лагунно-заливных водоемов                                      | Глины серые с растительным детритом<br>Глины и алевролиты мелкозернистые светло-коричневые  |
|                  | Глинисто-алееритовых осадков лагун  | Глины и алевролиты мелко- и среднезернистые с фауной и растительными остатками<br>Алевролиты среднезернистые с растительными остатками |  |   | Красноцветных глинистых осадков лагунно-озерных водоемов  | Глины кирпично-малиновые неслоистые<br>Глины коричневато-вишневые скрытослоистые  |
|                  | Алевритовых осадков реликтовых озер   | Глины (над мелким морем)<br>Алевролиты среднезернистые (над заливом)<br>Глины—алевролиты среднезернистые (над болотными озерами)       | Зеленовато-серых алевритовых осадков реликтовых озер               | Алевролиты среднезернистые скрыто-горизонтальнослоистые<br>Алевролиты крупнозернистые с горизонтально-волнистой слоистостью           |   |   |
|                  | Песчано-алееритовых осадков прибрежной зоны волнений и течений озерно-лагунно-заливного побережья | Алевролиты переслаивания заливные лагунные озерные<br>Алевролиты крупнозернистые—песчаники тонкозернистые заливные лагунные озерные    | Не выделяется  | —   | Пестроцветных алевритовых осадков прибрежной зоны волнений и течений озерно-лагунно-заливного побережья | Тонкое переслаивание пестроцветных алевролитов и глин<br>Буровато-серые алевролиты с косоволнистой слоистостью<br>Буровато-серые алевролиты с слабокомковатой текстурой<br>Красноцветные алевролиты |

|                        |                                   |   |  |  |  |   |
|------------------------|-----------------------------------|---|--|--|--|---|
| Баров и речных выносов | Песчаных осадков баров            | Песчаники трансгрессивные над заливом над лагуной среди озер                          | Песчаных осадков баров   | Песчаники трансгрессивные<br>Песчаники регрессивные  | Алеврито-песчаных осадков баров  | Буровато-серые песчаники тонкозернистые и алевролиты крупнозернистые с косоволнистой слоистостью<br>Красноцветные песчаники тонкозернистые и алевролиты крупнозернистые с косоволнистой слоистостью |
|                        | Песчаных осадков подводных русел  | Не выделяется   | Не выделяется  | —  | Пестроцветных грубообломочных осадков подводных русел                                      | Не выделяется   |
| Континентальная        | Песчаных осадков наземных русел   | Не выделяется   | Не выделяется  | —  | Не встречена   | —   |
|                        | Алевритовых осадков болотных озер | Алевролиты крупнозернистые<br>Алевролиты крупнозернистые<br>Алевролиты неяснослоистые | Красноцветных алевритовых осадков застойных озер                               | Алевролиты коричнево-красные, неслоистые<br>Алевролиты пестроцветно-пятнистые, неслоистые  | Красноцветных глинистых осадков застойных озер   | Не выделяется   |
|                        | Не встречена                      | —   | Пестроцветных глинисто-аледритовых осадков зарастающих озер (ископаемые почвы) | Глины пестроцветные с обильными растительными остатками<br>Глины и алевролиты мелкозернистые от зеленовато-серых до красноцветных с карбонатными конкрециями и корневыми остатками | Пестроцветных глинисто-аледритовых осадков пересыхающих озер с признаками почвообразования | Глины пестроцветно-жилковатые, комковатые<br>Алевролиты блекло-пятнистые брекчированной текстуры  |

уплощенно-вытянутой формы без видимых вкрапленников, которые образовались, по-видимому, за счет осадочных глинисто-серицито-кремнистых пород. Далее следуют полевые шпаты, среди которых резко преобладают плагиоклазы (олигоклазового ряда) как свежие, так и разложенные (серицитизированные). Калиевые полевые шпаты встречаются редко (не более 2—3%), чаще с микроклиновой решеткой; среди них также наблюдаются как свежие, так и мутные (пелитизированные) зерна. Обломки кремнистых пород встречаются значительно реже, чем полевых шпатов в целом, но чаще, чем калиевых полевых шпатов. Мусковит и биотит встречаются почти во всех типах терригенных пород. Количество их довольно сильно варьирует, что в значительной мере связано с неодинаковой степенью разрушения их в условиях различных фаций. Весьма характерен вторичный хлорит, часто развивающийся по биотиту; изредка встречаются обрывки хлоритизированной роговой обманки. Соотношения основных обломочных компонентов в алеврито-песчаных образцах, по данным В. Д. Шутова, приведены в табл. 3. Они характеризуют граувакковый состав пород свиты. В целом вещественный состав свидетельствует о преимущественном размыве эффузивов и гранитов.

Цемент пород разнообразный: глинистый с явным преобладанием гидрослюдистого, железистый, карбонатный. По гидрослюдам обычно развивается хлорит.

Из приведенной краткой характеристики видно, что породы картамышской свиты нижней перми по всем признакам существенно отличаются от верхнекарбонных. Следует подчеркнуть, что эти отличия нарастают довольно постепенно на протяжении по меньшей мере верхней половины араукаритовой свиты и нижних 60 м картамышской свиты, вскрытых, по нашим данным, одной из скважин на Ново-Мечебиловской площади. Вместе с тем к границе карбона и перми, несомненно, приурочена наибольшая степень интенсивности изменения целого ряда признаков, определившая достаточную четкость этой границы, легко устанавливаемой при полевых макроскопических наблюдениях.

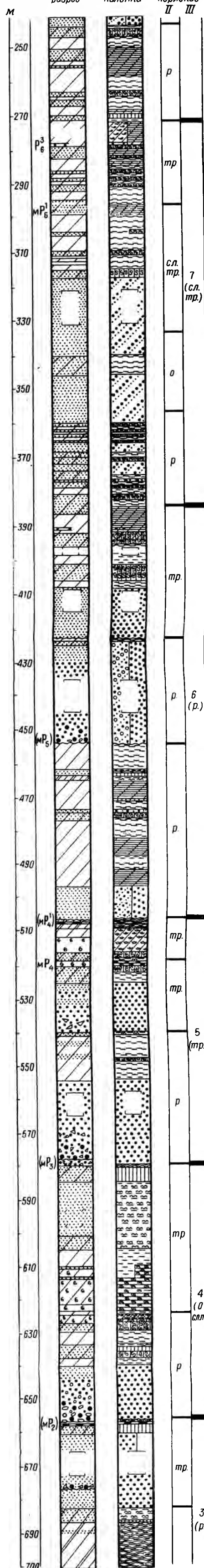
Различия верхнекарбонных и нижнепермских отложений выступают еще более отчетливо при сравнении генетических типов пород геоморфологически сходных фаций. Это дает основание связывать их в основном с климатическим фактором и выделять литогенетические типы и фации гумидного (верхнекарбонного) и слабоаридного (периода картамышской свиты нижней перми) климатов.

Детальный фациальный анализ верхнекарбонных отложений привел нас далее к выводу, что мы имеем здесь чередование пород, типичных для угленосных формаций, с породами, несущими признаки некоторой засушливости климата. При этом роль последних постепенно нарастала во времени вплоть до подавляющего развития в конце араукаритового времени. Это послужило основанием для выделения внутри верхнекарбонных отложений ряда своеобразных литогенетических типов, выражающих те же фации, но в обстановке периодически возникавшей засушливости климата (переходная обстановка).

Введение в понятие фаций климатического фактора привело к необходимости расширения количества признаков, характеризующих генетические типы пород. Дополнительно к первичным макроскопическим признакам, преимущественно выражающим гидродинамические формы ландшафтов и отчасти их морфологию, были привлечены наблюдения над особенностями диагенетических изменений минерального состава осадков, характеризующих геохимическую среду различных водоемов.

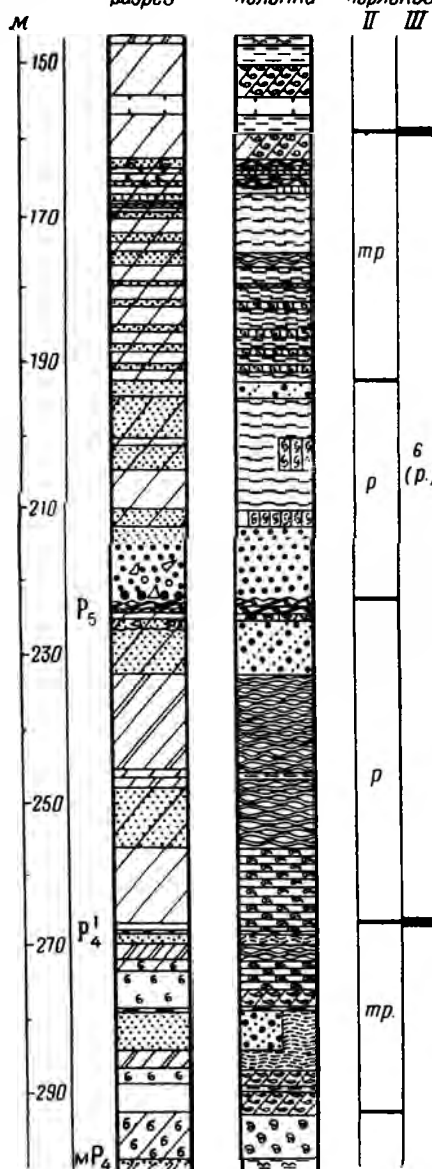
Генетическое значение некоторых из этих изменений еще недостаточно выяснено. Неясным и, как было показано в главе I, во многих

Литологический разрез  
Фациальная колонка  
Циклы разных порядков II III



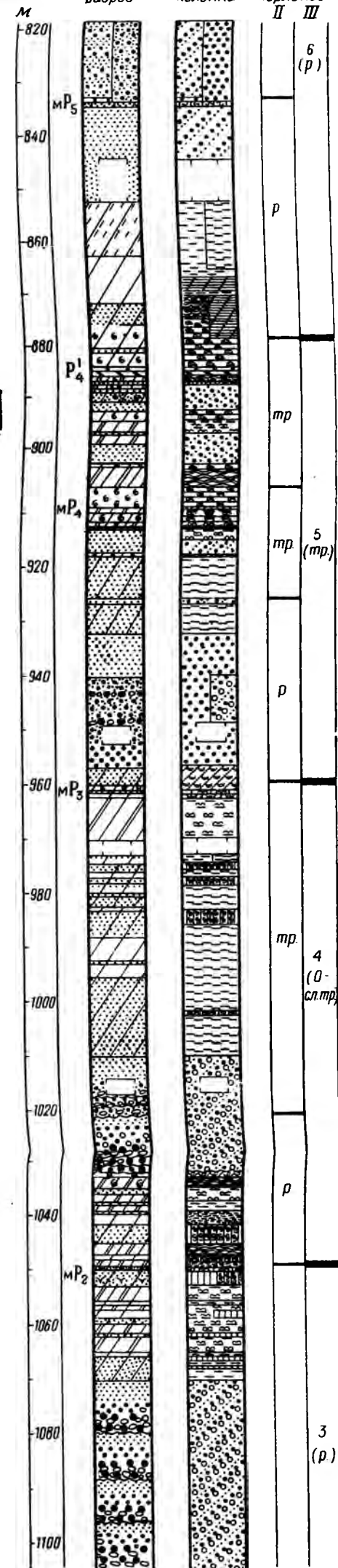
Скв. 6

Литологический разрез  
Фациальная колонка  
Циклы разных порядков II III



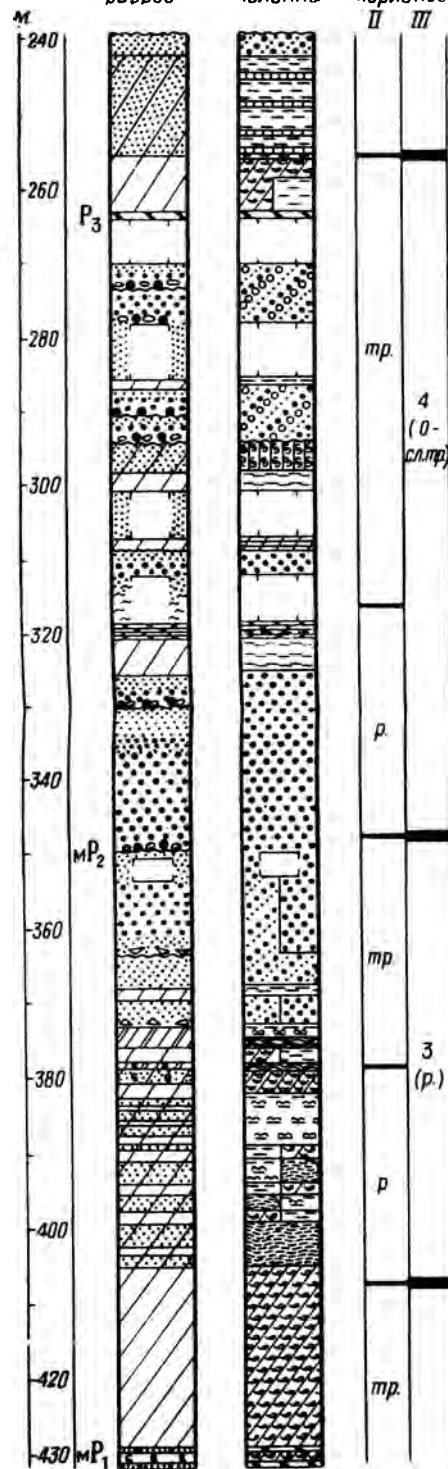
Скв. 1

Литологический разрез  
Фациальная колонка  
Циклы разных порядков II III

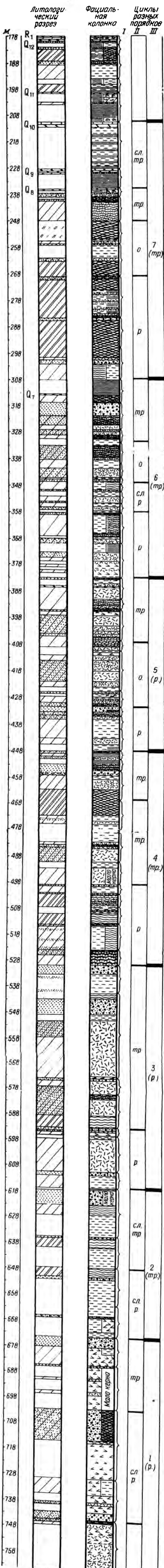


Скв. 3

Литологический разрез  
Фациальная колонка  
Циклы разных порядков II III



Фиг. 2. Литолого-фациальный разрез араукаритовой свиты ( $S_2^1$ ) в районе Ново-Мече биловского купола.  
См. условные обозначения к фиг. 1



Фиг. 3. Литолого-фациальный разрез кар-  
тамышской свиты в районе Славянского  
купола.

См. условные обозначения к фиг. 1

деталей спорным является и генетическое значение окраски пород, включенной нами в характеристику выделенных литогенетических типов. Поэтому в настоящей главе обращается главное внимание на закономерную взаимосвязанность всех признаков в пределах отдельных литогенетических типов и на закономерные изменения их внутри отдельных фаций; попытки же более развернутой интерпретации диагенетических признаков и окраски приводятся ниже (главы V и VI) при сравнительном анализе всего изученного разреза.

Общее представление о литогенетических типах и фациях терригенных пород, выделенных в различных климатических обстановках, дается в табл. 4.

### Морские фации

Морские терригенные отложения встречаются только в гумидной обстановке верхнего карбона, где имеют также весьма ограниченное развитие, приурочиваясь к авиловской свите  $C_3^2$  и самым низам араукаритовой свиты  $C_3^3$ . По характеру генетических типов и их соотношению в разрезе они близки к мелководно-морским отложениям продуктивной свиты  $C_1^3$  нижнего карбона, получившим развитие в тех интервалах и районах, где эта свита лишена высокой промышленной угленосности (Феофилова и Левенштейн, 1963).

#### *Фация алеврито-глинистых осадков мелкого моря нормальной солености*

Отложения этой фации представлены серыми мелкозернистыми алевролитами или алевритистыми глинами, скрыто-горизонтально-слоистыми, с мелкими неопределимыми обломками тонкостворчатых пеллеципод. Иногда в них встречаются светло-бурые тонкие, поясково-линзовидные, слабо минерализованные конкреции, нечетко отграниченные от вмещающей породы и слабо вскипающие с HCl (в порошке). В единичных слоях встречаются конкреции неправильно-желвачной формы, приближающиеся к мелкоагрегатным конкрециям, широко развитым в мелководно-морских осадках нижнего карбона. В целом, однако, конкреционные образования здесь имеют незначительное развитие.

Растительный материал присутствует лишь в форме мелкого, трудно различимого детрита.

В пределах регрессивной фазы отдельных циклов осадконакопления, в направлении к верхней части слоя, количество фауны постепенно сокращается, конкреции исчезают, порода становится менее однородной, появляются прослой среднезернистого алевролита, содержащие мелкие обугленные растительные остатки, участками различается правильная тонкая горизонтальная слоистость.

В нижней части некоторых слоев, сложенных породами описанного типа, наоборот, наблюдается увеличение количества фаунистических остатков и улучшение их сохранности. Наряду с пеллециподами появляются брахиоподы (продуктиды) и гастроподы. Породы в этих случаях выражают условия более открытых и глубоководных участков моря, не получивших, однако, устойчивого развития на изученной площади. В разрезе соседних скважин подобные более глубоководные морские горизонты замещаются осадками мелкого моря или залива.

Мощность отдельных слоев, сложенных осадками данной фации, изменяется от долей метра до 20 м. Как правило, маломощные слои сложены более прибрежными алевритовыми разновидностями с отчетливой



горизонтальной слоистостью и единичными обломками пеллеципод. Изредка среди относительно прибрежных разностей данной фации появляется голубоватая окраска.

*Фа́ция песчано-алевроитовых осадков  
прибрежной части моря (периода регрессии)*

Отложения этой фации представлены серыми алевролитами, реже тонкозернистыми песчаниками, залегающими в разрезе отдельных циклов непосредственно выше алевроито-глинистых осадков фации мелкого моря. Выделяется несколько литогенетических типов.

Алевролиты переслаивания с характерной для прибрежно-морских осадков тонкой правильной полого-линзовидной слоистостью, обусловленной чередованием слоев более тонкого и грубого алевроитового материала и подчеркиваемой небольшим количеством растительного детрита. Обычно в нижней части слоя (над осадками фации мелкого моря) переслаивание тонкое, изредка встречаются слабо минерализованные поясково-линзовидные конкреции, слабо вскипающие в порошке с HCl. Выше по разрезу мощность чередующихся слоев постепенно увеличивается до 3—5, в единичных случаях — до 10 см. Одновременно увеличивается количество детрита, исчезают конкреции, появляются частые ходы илоедов.

Алевролиты крупнозернистые — песчаники тонкозернистые с мелкой косоволнистой слоистостью. Макроскопически заметными особенностями пород этого типа являются резко выраженный (в большинстве слоев) асимметричный характер косоволнистой слоистости, неравномерное распределение растительного детрита — от небольшого количества до довольно обильного (в отдельных прослоях с симметричной «перекрестной» слоистостью) и периодическое появление карбонатного цемента, слабо вскипающего в порошке с HCl и приуроченного к прослоям с небольшим количеством растительного материала. Под микроскопом видно, что на фоне преобладающего размера зерен 0,05—0,1 мм присутствует небольшое количество удлиненных зерен 0,2—0,5 мм, т. е. имеется довольно отчетливо выраженная двухвершинная сортировка. Мелкий растительный детрит часто имеет буроватый оттенок и слегка разложен; изредка встречаются более крупные гелифицированные обрывки оранжево-красного цвета. В большинстве случаев породы имеют глинистый цемент с редкими обрывками слюд. В умеренном количестве присутствует хлорит, частично развившийся по биотиту.

Карбонатный цемент представлен железистым карбонатом и доломитом с незначительным преобладанием первого; изредка встречаются мелкие пятна перекристаллизованного кальцита. Доломит также преимущественно перекристаллизован, выполняет пространство между зернами, но встречаются участки и микрозернистого доломита, чаще в форме ооидов, реже — выполняющего поры. Железистый карбонат перекристаллизован и встречается только среди перекристаллизованного же доломита, приурочиваясь к центральным частям порового пространства. Иногда к участкам микрозернистого доломита приурочены гидрокислы железа бледно-оранжевого (в отраженном свете) цвета, которые обуславливают в этих случаях появление бледно-буроватых пятен на преобладающем сером фоне окраски породы; однако в целом присутствие железистых гидроокислов совершенно не характерно.

Отложения данного типа в разрезе обычно залегают выше алевролитов переслаивания, иногда чередуются с последними. Совместно они образуют невыдержанные слои мощностью 2—5, редко до 8 м, на площади быстро замещающиеся отложениями прибрежно-заливной или



озерной фаций. Невыдержанность слоев и малые мощности осадков наряду с признаками непостоянства гидродинамического режима в прибрежной зоне их образования резко отличают данную фацию от условий промышленно-угленосного карбона. Мы не можем здесь говорить о выровненном побережье с пологим шельфом ваттового типа, открытым воздействию приливно-отливных течений; охарактеризованные типы отвечают в данном случае лишь небольшому участку относительно выровненного побережья, защищенным от приливно-отливной деятельности, с гидродинамическим режимом, в значительной мере подверженным влиянию более местных факторов, обуславливающих периодическое развитие волновых течений.

В случае еще большей защищенности прибрежных осадков от деятельности волнений и течений открытого моря получает развитие литогенетический тип алевролитов крупнозернистых с неправильной волнисто-линзовидной или горизонтальной слоистостью, характерный для свит  $C_1^2$  и  $C_1^3$  нижнего карбона. Алевролитам этого типа свойствен неправильно-скорлуповатый раскол. Горизонтальная слоистость обычно бывает прерывистой, «штриховатой», обуславливаясь скоплением растительного детрита в мелких впадинках поверхности наслоения. Периодически появляются неправильно-линзовидные слои песчаного материала, свидетельствующие о кратковременном усилении волновой динамики. Отложения этого типа всегда имеют локальное распространение, приурочиваясь, по-видимому, к понижениям в рельефе дна; в условиях выровненного морского побережья они не встречаются.

#### *Фация алевритовых осадков прибрежной части моря (начала трансгрессии)*

Представлена маломощными прослоями карбонатизированных алевролитов, преимущественно мелко- и среднезернистых, с неяснослоистой комковатой текстурой, более или менее обильной аллохтонной фауной разнообразных, но преимущественно грубобристых пелеципод и брахиопод, реже гастропод, и неравномерно распределенным растительным материалом. Алевролиты имеют серую или темно-серую окраску, обусловленную большим количеством мелкого растительного детрита и коллоидальным органическим веществом. Иногда встречаются мелкие глифицированные растительные обрывки красно-коричневого цвета и мелкие выделения пирита по растительным остаткам. Фаунистические остатки обычно сильно перекристаллизованы, изредка имеют псевдохитиновый состав. В последнем случае створки раковин сильно деформированы, подчеркивая мелковолнистую слоистость. Участками фауна образует массовые скопления, и порода приближается к ракушняку. Иногда вокруг крупных обломков и целых створок раковин развиваются мелкие карбонатные конкреции шаровидной формы, легко отделяющиеся от породы.

В алевролитах наблюдается довольно хорошая сортировка зерен<sup>1</sup> и большое количество глинистого и карбонатного цемента. Глинистый материал представлен крупночешуйчатой гидрослюдой с большим или меньшим количеством обрывков гидратированного биотита. Незначительная часть чешуек гидрослюды и пластинок биотита хлоритизирована. Карбонатный цемент развивается по гидрослюдам и сильно перекристаллизован вокруг остатков фауны. Участки микрозернистого карбоната представлены доломитом и железистым карбонатом с меняющимся соотношением их в различных слоях. Перекристаллизованные участки

<sup>1</sup> По качественной оценке в шлифах с выделением следующих градаций: очень плохая, плохая, довольно плохая, средняя, довольно хорошая, хорошая.

в одном и том же горизонте в одних случаях представлены исключительно доломитом, в других — железистым карбонатом.

Алевролиты данной фации образуют довольно выдержанные горизонты мощностью менее 1 м, залегающие на озерно-болотных отложениях. Они перекрываются либо непосредственно глинистыми осадками мелководно-морской или заливной фаций, либо слагают нижние, а иногда и верхние части карбонатных горизонтов, залегающих в основании мелководно-морских и заливных осадков.

По всем признакам и положению в разрезе описываемые алевролиты относятся к мелководным прибрежным осадкам трансгрессивных фаз циклического осадконакопления, представляя переходную фацию к песчано-алевритовым карбонатным породам. Подобные алевролиты имеют широкое развитие в безугольных разрезах свиты  $S_1^f$  нижнего карбона, где они замещают известковые горизонты в обстановке мелкого моря и заливов. В изученном разрезе они имеют, как и другие морские фации, весьма ограниченное развитие.

Существенно, что наряду со сходством генетических типов пород морских фаций верхнего карбона с соответствующими типами нижнего карбона их отличает полное отсутствие свободного кальцита в составе карбонатного цемента пород и весьма слабое развитие конкреционных образований.

### Лагунно-заливные фации

Группа лагунно-заливных фаций наиболее полно представлена в типично гумидной обстановке, где выделяется 4 фации: заливов, лагун, реликтовых озер и прибрежной зоны волнений и течений этих водоемов. В гумидной обстановке с признаками засушливости (или переходной) отложения заливов и лагун ввиду недостаточности признаков для их расчленения объединены в одну фацию. В этой обстановке, кроме того, не получили самостоятельного значения прибрежные отложения этих водоемов, представленные лишь отдельными литогенетическими типами внутри соответствующих фаций.

В слабоаридной обстановке отложения заливов, лагун и реликтовых озер подразделяются на две фации: лагунно-заливную и лагунно-озерную, приближенно соответствующие фациям лагун, заливов и реликтовых озер гумидной обстановки. Прибрежная зона этих водоемов выделяется здесь, как и в гумидной обстановке, в самостоятельную фацию.

#### *Фация алеврито-глинистых осадков заливов в гумидной обстановке*

Отложения центральных частей заливов представлены глиной, чаще алевритистой, как правило, нормального серого цвета. Породы скрытослоистые, с характерной мелковолнистой поверхностью раскола, изредка с очень неясной горизонтальной, слегка волнистой слоистостью, обусловленной примесью чуть более грубого материала и заметной лишь на свежем поперечном расколе. Содержат много фауны тонкостенных пелеципод, реже брахиопод, в том числе очень хорошей сохранности; обычно фауны много, но представлена она единичными видами. Наряду с фауной периодически встречаются тонкие пиритизированные растительные остатки своеобразной извилистой формы, напоминающие водоросли. Карбонатные конкреции встречаются очень редко и весьма слабо минерализованы. Цвет их светло-бурый, со слабым желтоватым, оранжевым или охристым оттенком, форма линзовидная или неправильно-овальная, с  $HCl$  не вскипают или вскипают слабо только в порошке.

В пределах отдельных слоев наблюдается закономерное изменение пород в направлении к верхней части, а именно: глина грубеет до алевролита среднезернистого с остроугольно- или волнисто-ступенчатой поверхностью раскола, участками появляется неправильно-линзовидная слоистость, сокращается количество фауны и ухудшается ее сохранность, вплоть до единичных обломков пеллеципод, исчезают пиритизированные стебельки водяных растений, замещаясь мелкими обугленными остатками и детритом наземных растений. По всем признакам подобное изменение отражает приближение к берегу, причем породы постепенно утрачивают специфические для заливов особенности, отвечая переходной зоне от центральных участков к прибрежной полосе волнений и течений.

Отложения заливов образуют слои мощностью от долей метра до 2—4 м и лишь в единичных случаях до 12 м. Как правило, мощные слои содержат более разнообразную фауну, меньше пиритизированных растительных остатков и тяготеют в нижней части к фации открытого моря нормальной солености.

#### *Фация глинисто-алевритовых осадков лагун в гумидной обстановке*

Отложения лагун представлены глинами, в том числе алевритистыми, и алевролитами мелко- и среднезернистыми, неясно- или скрыто-горизонтальнослоистыми, с плитчатым, иногда мелкозазубренным расколом. В шлифах видна параллельная микротекстура за счет ориентировки чешуек глинистого материала, представленного среднечешуйчатой гидрослюдой. Сортировка алевритовых зерен средняя, с преобладанием мелкоалевритовой разности и незначительной примесью крупноалевритовых и тонкопесчаных зерен.

При общей тенденции погрубения материала к верхней части слоя, в направлении к более прибрежным осадкам, наблюдаются довольно частые изменения гранулометрического состава на протяжении всего слоя, что придает лагунным отложениям менее однородный и в общем несколько более грубозернистый характер. Породы отличаются от заливных также и более темно-серой окраской и иным характером органических остатков. Темно-серый цвет здесь обусловлен как мелким обугленным растительным детритом, так и полностью гелифицированным буровато-темно-серым растительным материалом, тонко перемешанным с глиной. Наряду с мелкоизмельченным или сильно гелифицированным растительным материалом часто встречаются довольно крупные обугленные и пиритизированные остатки стеблевых частей растений, изредка среди обугленных остатков встречаются веточки довольно хорошей сохранности. Таким образом, степень сохранности растительного материала и характер его изменения очень разнообразны.

Фауна представлена пеллециподами прибрежных и опресненных форм, в том числе антракозидами, прибрежными брахиоподами, среди которых часто встречаются камаротехии, реже гастроподами и эстериями, содержится в большом количестве, но распределена неравномерно. Обычно прослой с формами опресненных вод чередуются с прослоями, содержащими прибрежно-морские формы, характерные для фации заливов.

В направлении к верхней части отдельных слоев лагунные отложения изменяются аналогично заливным; алевритовые породы этих переходных зон лагунной и заливной фаций в общем очень сходны, но лагунные отличаются полным исчезновением фауны и значительно большим количеством растительного материала, в том числе довольно грубых, частично пиритизированных растительных остатков. Последние

представляют типичные наземные формы, не похожие на пиритизированные остатки в глинистых породах заливной фации.

Отложения лагун образуют слои мощностью не более 5—6 м, обычно значительно меньше.

### *Фация алевритовых осадков реликтовых озер в гумидной обстановке*

Отложения этой фации представлены глинисто-алевритовыми осадками, признаки которых довольно существенно изменяются по мере перехода от обширных озерных акваторий, развивающихся на месте мелкого моря, ко все более мелким и прибрежным озерам, образовавшимся в результате замыкания и сокращения заливно-лагунных водоемов.

Озерные отложения, залегающие непосредственно над алеврито-глинистыми осадками мелкого моря или образующие прослойки среди последних, представлены глинами с различным количеством алевритовой примеси (вплоть до алевролита мелкозернистого) серого или темновато-серого цвета. Породы обладают чаще всего тончайшей правильной горизонтальной слоистостью, обусловленной растительным материалом. Слойки настолько тонки (порядка 1 мм и менее) и хрупки, что при ударах молотка поверхность раскола не совпадает с плоскостью их наложения, а счет ее под ничтожным углом; в результате на поверхности раскола образуется очень своеобразный «муаровый» рисунок (табл. I—1).

В низах слоев, сложенных осадками этого типа, еще встречаются единичные неопределимые обломки фауны. Повсеместно содержится детрит и растительные остатки, иногда крупные, но отличающиеся очень тонким нежным строением обугленной растительной ткани; значительная часть детрита образовалась, по-видимому, за счет раздробления листьев. Изредка встречаются бурые глинистые (не вскипающие с HCl) конкреционные прослойки неправильной формы.

Просмотр шлифов показал, что глинистый материал в этом типе представлен тонкочешуйчатой разностью с довольно высоким двупреломлением, с подчиненными прослоечками среднечешуйчатой слабо хлоритизированной гидрослюды. Микротекстура строго параллельная. В направлении ориентировки глинистых чешуек вытянуты тонкие линзочки карбоната. Помимо параллельной микротекстуры породы обладают отчетливой микрослоистостью, обусловленной нитевидными волокнами сильно гелифицированного буровато-черного растительного материала (табл. I—2).

В шлифе, параллельном наслоению, видно, что на фоне сильно гелифицированного буровато-черного растительного материала имеются менее измененные растительные обрывки и встречаются также почти не гелифицированные черные непрозрачные остатки, сохранившие четкие контуры; именно последние и различаются макроскопически. Карбонат представлен как в виде рассеянных зерен мелкозернистой, тяготеющей к тонкозернистой размерности (0,008—0,016 мм), так и в виде их скоплений; по составу — доломит, с редкими зернами железистого доломита. Мелкие размеры карбонатных зерен и приуроченность их к периодам скопления наиболее обильной растительности, несомненно совпадавших с периодами очень спокойного гидродинамического режима и минимального поступления терригенного материала, свидетельствуют в пользу первично-хемогенного происхождения карбонатов. По наименее гелифицированным мелким растительным остаткам (сохранившимся в форме детрита) развиваются мелкие выделения пирита.

Сильная гелификация большей части растительного материала, совершенно потерявшего первичные очертания, при наличии буроватого

оттенка в его окраске свидетельствует, по-видимому, о том, что этот материал поступал в озерный водоем в довольно свежем, лишь слегка окисленном состоянии. Это согласуется с нежным обликом сохранившихся остатков (табл. I—3), указывая на близость берега, покрытого растительностью. Отложения этого типа образуют маломощные прослои, редко более 1 м.

Озерные отложения, залегающие над осадками заливно-лагунных водоемов (обычно их алевритовой, более прибрежной части), представлены, как правило, несколько более грубыми серыми породами — преимущественно алевролитом среднезернистым, реже мелкозернистым. Алевролиты скрыто-горизонтальнослоисты, раскол плитчатый, иногда несколько неровный, на плоскостях наслоения наблюдается мелкая нежная растительная крошка с единичными более крупными обрывками листьев и тонких веточек. Мощность отдельных слоев не превышает 1 м.

*Фация песчано-алевритовых осадков прибрежной зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья в гумидной обстановке*

Отложения данной фации представлены двумя литогенетическими типами: алевролитов переслаивания и песчано-алевритовых осадков с мелкой косоволнистой слоистостью, которые приобретают своеобразные черты в зависимости от залегания над осадками водоемов заливного, лагунного или озерного характера.

Алевролиты переслаивания. В случае залегания над отложениями заливов представлены тонким переслаиванием мелко- и среднезернистых алевролитов с участием алевритистой глины. Незначительная разность гранулометрического состава чередующихся слоев придает переслаиванию своеобразный «блеклый» облик. Рисунок слоистости правильный, полого-линзовидный. Растительный материал содержится в небольшом количестве в форме детрита.

В случае залегания над отложениями лагун данный тип представлен переслаиванием мелко- и крупноалевритовых слоев несколько большей мощности (до 2—3 см). Рисунок слоистости неправильно-линзовидный, нарушенный текстурами взмучивания. Породы содержат обильный растительный детрит и частые крупные обугленные и пиритизированные растительные остатки.

Переслаивание, выражающее прибрежную часть озер, отличается от вышеописанных очень малой толщиной чередующихся слоев при значительной разности их гранулометрического состава, изменяющегося от алевритистой глины до алевролита крупнозернистого. Характерно также широкое развитие горизонтальной слоистости, чередующейся с очень пологой линзовидной, и своеобразный растительный материал, представленный очень нежными мелкими обугленными растительными обрывками.

Алевролиты крупнозернистые или песчаники тонкозернистые с мелкой косоволнистой слоистостью. Осадки этого типа в разрезе чаще всего залегают непосредственно выше алевролитов переслаивания, представляя относительно более прибрежную зону данной фации.

Над отложениями заливов преимущественно развиты алевролиты крупнозернистые, в нижней части слоя иногда переходящие в среднезернистые, а в верхней части — в тонкозернистые песчаники. Сортировка довольно хорошая. Наиболее характерна неясная мелкая тонкая косоволнистая слоистость правильного рисунка, обусловленная незначительной разностью гранулометрического состава, участками почти неразличимая. В верхней части слоя она выполаживается, иногда становится несколько более крупной. Встречаются участки с очень неясной

неправильно-линзовидной взмученной слоистостью, обусловленной примесью чуть более грубого материала. Тонкопесчаные разности верхней части некоторых слоев слабо вскипают в порошке с HCl. Породы содержат умеренное количество детрита и немного мелких обугленных растительных остатков.

Среди прибрежно-лагунных отложений породы этого типа почти не встречены.

В прибрежной зоне реликтовых озер данный тип представлен песчаниками тонкозернистыми. Как и алевролиты переслаивания, они отличаются от своих аналогов в прибрежно-морских и заливно-лагунных условиях исключительно тонким и в то же время правильным рисунком косоволнистой симметричной слоистости (табл. I—4). В прибрежно-заливных отложениях слоистость подобного характера наблюдается лишь в значительно более тонких породах — алевролитах мелко- или среднезернистых — и имеет очень неотчетливый характер. В песчаниках описываемой озерной разновидности слоистость, наоборот, очень отчетлива, обуславливаясь примесью глинистого материала и подчеркиваясь большим количеством тонкого детрита, среди которого часто встречаются обрывки листьев и обугленные остатки тонкой стеблевой ткани. Весьма характерны участки с интенсивной деформацией слоистости и причудливым рисунком слоев, не претерпевших, однако, раздробления, что свидетельствует о частых оползневых явлениях, сингенетичных осадков накоплению. Встречаются участки с правильной горизонтальной слоистостью, с обильным детритом и слюдой по наслоению, похожие на озерные песчаники среднего карбона, но не получившие здесь самостоятельного развития.

В шлифах из наиболее мощных песчаных горизонтов этого типа видна довольно хорошая сортировка зерен. Цемент сложен крупночешуйчатой гидрослюдой с большим количеством гидратированного биотита. Хлоритизация по слюдам почти не развита. Среди слюдисто-глинистого цемента встречаются мелкие редкие включения железистого кальцита. Растительный материал в форме крупного детрита и мелких остатков не имеет признаков гелификации, контуры четкие. Встречаются мелкие выделения пирита, приуроченные к растительному материалу. Отложения данной фации образуют слои мощностью от 2—3 м до 15—17 м.

Породы всех генетических типов имеют нормальную серую окраску и макроскопически сходны с соответствующими типами пород угленосного карбона. При этом, как и морские фации, прибрежно-заливные и прибрежно-озерные осадки обнаруживают более тесное сходство с отложениями нижнего карбона (Феофилова и Левенштейн, 1963).

*Фация голубовато-серых алевролитовых осадков  
лагунно-заливных водоемов в гумидной обстановке  
с признаками засушливости*

Отложения этой фации представлены двумя литогенетическими типами: алевролитов среднезернистых скрытослоистых и алевролитов крупнозернистых с мелкой косоволнистой слоистостью.

Алевролиты среднезернистые скрытослоистые имеют светло-серую окраску со слабым голубоватым оттенком. Раскол преимущественно неровно-плитчатый, с остроугольно-волнистой поверхностью. Растительный материал присутствует либо в форме мелкого детрита и небольшого количества мелких обугленных растительных остатков, либо в форме растительных остатков, частично или даже полностью замещенных минеральным веществом зеленовато-охристого, реже буровато-вишневого цвета. При этом минерализация растительных остатков

проявляется в слоях, наиболее тесно связанных с породами пестроцветной окраски, имеющими максимальное развитие в верхней половине свиты. Иногда к голубоватой окраске подмешивается зеленоватый оттенок, что неизменно сопровождается резким сокращением растительного материала.

В шлифах из голубовато-серых алевролитов этого типа видна средняя сортировка зерен и большое количество глинистого цемента. Глина представлена тонкочешуйчатой и среднечешуйчатой гидрослюдой; иногда, участками, глинистый материал имеет довольно высокое двупреломление. Микротекстура глинистого материала беспорядочная. Встречаются пластинки гидратированного биотита, иногда окрашенные в ярко-оранжевые тона, иногда частично хлоритизированные. Мелкий растительный детрит присутствует в большом количестве и в некоторых случаях не несет никаких следов гелификации; к нему приурочены мелкие выделения пирита. В других шлифах часть детрита слабо гелифицирована, контуры отдельных обрывков расплывчаты и окружены буроватым ореолом, выделения пирита почти отсутствуют, а среди глинистого цемента встречаются единичные мелкие пятна доломита.

Алевролиты этого типа образуют довольно мощные слои (5—7 м), залегающие в подавляющем большинстве случаев на осадках озерно-болотных фаций; они выражают, таким образом, периоды максимальных (для данных интервалов) трансгрессий и часто связаны в разрезе с индексированными карбонатными горизонтами.

Алевролиты крупнозернистые голубовато- или зеленовато-серые с косоволнистой слоистостью (табл. II — 1 и 2), участками переходят в алевролиты среднезернистые, в единичных случаях — в песчаники тонкозернистые. Зеленоватая окраска в этих породах выражена еще очень слабо и чаще наблюдается зеленовато-голубоватый оттенок. Характерна очень неясная мелкая асимметричная тонкая косоволнистая слоистость, участками почти неразличимая. Макроскопически заметно немного мелкого детрита и слюды по наслоению.

Породы этого типа имеют очень ограниченное развитие, образуя маломощные слои, залегающие над алевролитами первого типа или в чередовании с последними.

Как видно, алевролиты первого типа имеют черты сходства с алевролитами, слагающими верхние части слоев лагунно-заливных осадков в гумидной обстановке, которые отвечают относительно более прибрежным участкам этих водоемов. Алевролиты второго типа сходны с прибрежно-заливными алевролитами гумидной обстановки. Вместе с тем по ряду признаков (ухудшение сортировки, отсутствие или очень неясное проявление слоистости, беспорядочная микротекстура, сокращение растительного материала с частичным разрушением растительной ткани, исчезновение фауны, устойчиво голубоватый, иногда переходящий в зеленоватый оттенок в окраске), а также по положению в разрезе они существенно отличаются от заливных отложений угленосных формаций, в соответствии с чем и выделяются в самостоятельную фацию. К трактовке генетических признаков этой и других фаций пестроцветного ряда мы еще вернемся в главе V.

*Фация зеленовато-серых алевритовых осадков  
реликтовых озер в гумидной обстановке  
с признаками засушливости*

Отложения этой фации залегают либо над вышеописанными голубовато-серыми алевритовыми осадками лагунно-заливных водоемов переходной обстановки, либо над мощными горизонтами песчаников

подводных русел. В том и другом случае вверх по разрезу они обычно сменяются пестроцветными озерными осадками континентальной группы фаций. Выделяется два, в общем довольно близких литогенетических типа: алевролитов скрытослоистых и алевролитов с неясной косоволнистой слоистостью.

Алевролиты средне-, реже мелкозернистые скрытослоистые, с хорошо заметным, но слабым зеленоватым оттенком, имеют неровно-плитчатый раскол с остроугольно-волнистой поверхностью; реже — неясно-горизонтальнослоисты, с более или менее ровным плитчатым расколом. Макроскопически заметный растительный материал в них отсутствует, но в шлифах видно присутствие небольшого количества непрозрачного мелкого детрита.

Ко второму типу относятся, аналогично окрашенные алевролиты крупнозернистые, иногда участками переходящие в среднезернистые или в песчаники тонкозернистые и в общем несколько менее однородные в слое. В них наблюдается неясная тонкая горизонтальная, иногда несколько неправильно-волнистая слоистость, или же мелкая тонкая асимметричная косоволнистая, изредка очень мелкая косая слоистость. Обычно она различима лишь участками, обуславливаясь примесью более тонкого материала. Макроскопически в алевролитах этого типа различается мелкий растительный детрит, а иногда и мелкие обугленные растительные обрывки.

В шлифах видна довольно плохая сортировка алевролитовых зерен и параллельная микротекстура глинистого материала цемента. Последний представлен крупночешуйчатой гидрослюдой с обильными пластинками гидратированного биотита, переходящего в гидрослюды. Наряду с биотитом встречается и мусковит. Много пластинок хлорита, в том числе по биотиту. Растительный материал представлен мелкими обугленными обрывками (детритом) с четкими контурами; лишь в единичных образцах с признаками повышенной динамики водной среды, тяготеющих уже к фации баров, встречаются также и редкие гелифицированные обрывки красновато-коричневого цвета. Постоянно встречаются очень мелкие выделения пирита, развивающегося по детриту и макроскопически не заметные.

Сравнивая оба типа с отложениями реликтовых озер гумидной обстановки, можно найти черты сходства первого типа с озерными осадками (залегающими над лагунно-заливными водоемами), а второго — с прибрежно-озерными песчаниками. Однако в данной обстановке различия между центральными и прибрежными участками реликтовых озер как по признакам пород, так и по положению их в циклах выражены нечетко, что, возможно, связано с относительно небольшими размерами озер и слабой динамикой их водной среды.

Изменение генетических признаков осадков при переходе от типично гумидной обстановки к засушливой в общем идет в том же направлении, что и для заливно-лагунных фаций.

Алевролиты данной фации образуют слои, не превышающие 1—2 м и лишь изредка достигающие 5—6 м.

#### *Фация пестроцветных алевроито-глинистых осадков лагунно-заливных водоемов в слабоаридной обстановке*

Среди отложений этой фации можно выделить два типа: голубовато-серых и светло-коричневых алевроито-глинистых пород, макроскопически различающихся почти исключительно только по их окраске. Однако изучение в шлифах показывает, что эти типы имеют различный генезис. Более того, промежуточные по окраске образцы оказались промежуточными и по комплексу некоторых микроскопических признаков. Соответ-



ствии окраски генетическим признакам породы проявилось и в других фациях слабоаридной обстановки, поэтому окраска включена в названия литогенетических типов в качестве основного макроскопически выраженного признака.

Голубовато-серые глины и алевролиты мелкозернистые с растительным детритом. Породы скрыто-горизонтальнослоистые, раскол близок к плитчатому, поверхность ровная или мелко и плоско взрыбленная, с присыпкой небольшого количества мелкой слюдки во впадинках. Постоянно присутствует мелкий растительный детрит, нацело обугленный. Обычно породы вскипают с HCl в порошке.

Под микроскопом видно, что основная масса породы представлена глиной, главным образом гидрослюдистого состава, содержащей небольшую примесь довольно хорошо сортированных, преимущественно мелко-алевритовых зерен; встречаются редкие пластинки мусковита. Среди типичной гидрослюды встречаются неправильной формы линзочки тонкочешуйчатого, сильно двупреломляющего, участками желатинирующего глинистого материала, который имеет, как правило, подчиненное развитие, но в отдельных слоях преобладает. Микротекстура чаще параллельная, за счет ориентировки глинистых чешуек, слюд и довольно большого количества мелкого растительного детрита. В отдельных случаях наблюдается микрослоистая текстура, обусловленная чередованием тонколинзовидных слоев алевритистой глины с тонкочешуйчатой глиной без алевритовой примеси. Гидрослюдистый материал слабо хлоритизирован. К растительному детриту приурочиваются многочисленные мелкие выделения пирита и редкие более крупные гнезда. Иногда к глинистому материалу примешивается пелитоморфный карбонат.

Глинистые прослои данного типа развиты почти исключительно в верхней части свиты и непосредственно связаны с карбонатными горизонтами.

Светло-коричневые глины и алевролиты мелкозернистые. Макроскопически близки серым. Основным бросающимся в глаза отличием является своеобразная окраска, которую американцы определяют цветом «light buff» (светлой буйволовой кожи). Иногда видны охристо-бурые прожилки, похожие на следы растительных остатков.

В шлифах из глин этого типа видно, что они представлены чередованием крупно- и среднечешуйчатых гидрослюд. Крупнечешуйчатые гидрослюды заметно хлоритизированы, к ним приурочены мелкоалевритовые зерна и немного мелкого растительного детрита. К среднечешуйчатым глинам приурочены гидроокислы железа лимонно-оранжевых тонов, которые и обуславливают окраску породы. Среди этой ожелезненной глины довольно много мелких лимонно-желтых и коричнево-красных (в отраженном свете) ожелезненных зерен, по-видимому, окисленных рудных. На участках, лишенных гидроокислов железа, видны той же формы непрозрачные свежие рудные зерна, трудно отличимые от мелкоперетертого обугленного растительного детрита. К светло-коричневой окраске пород этого типа часто примешивается желтовато-зеленоватый оттенок, обусловленный лептохлоритами, в том числе изотропным шамозитом. Гидроокислы железа на таких участках отличаются своеобразным тусклым блекло-буроватым тоном и имеют мелкокомковатое строение.

Переходной разновидностью этого типа, тяготеющей уже к фации лагунно-озерных водоемов, являются светло-коричневые алевритистые глины с ярким вишневым оттенком; участками интенсивность окраски резко падает, вплоть до появления пятен буровато-серого цвета. В этих глинах следы довольно крупных стеблевых остатков, замещенных буровато-желтым минеральным веществом, различаются уже макроскопически на мелковолнистой поверхности раскола;

встречены, кроме того, своеобразные скульптурные отпечатки, по-видимому, также по растительным остаткам (табл. III — 1, 2). Породы имеют отчетливую микрослоистую текстуру, обусловленную чередованием глинистых и алевроитовых слоев и подчеркиваемую гидроокислами железа. Последние распределены неравномерно, приурочиваясь к слоям чистой глины, где они имеют яркие оранжево-красные тона окраски; в алевроитовых прослоечках, представленных зернами мелко- и среднезернистой размерности, среди хлоритово-гидрослюдистого цемента с редкими пластинками слюд гидроокислов железа мало и они окрашены в коричнево-красные тона. На некоторых зернах наблюдается тонкая железисто-глинистая оболочка лимонно-желтого цвета. Границы между слоечками четкие, иногда алевроитовые слоечки лежат на глинистых со следами слабого размыва. К алевроитовым слоечкам приурочено скопление свежих и окисленных рудных зерен, иногда встречаются пятна лептохлоритов.

В качестве наиболее важных, общих обоим типам генетических признаков, позволяющих рассматривать данные осадки как отложения центральных участков лагун и заливов, следует отметить следующие.

Тонкоотмученный, преимущественно глинистый состав, довольно хорошая сортировка алевроитовой примеси, отчетливая микрослоистая текстура; умеренное количество мелкоперетертого растительного материала свидетельствуют об отложении осадков в условиях довольно обширных водоемов, на некотором удалении от береговой линии. Приуроченность к этим осадкам карбонатных горизонтов преимущественно доломитового состава с угнетенной морской фауной говорит о том, что это были не континентальные водоемы, а более или менее отгороженные морские, лагунно-заливного типа, с повышенной соленостью. Характерная мелкая взрываетность поверхности наслоения при отсутствии ясно выраженной макрослоистости говорит об отложении осадков в условиях слабой волновой динамики.

Серые алевроито-глинистые породы представляют, несомненно, отложения наиболее открытых водоемов заливного характера и, по-видимому, являются относительно наиболее глубоководными. Тип светло-коричневых пород отвечает условиям более закрытых и мелководных водоемов, с более высокими окислительными свойствами, о чем свидетельствует, в частности, исчезновение пирита, новообразования шамозита и появление гидроокислов железа, особенно обильных в разновидности светло-коричневых пород с вишневым оттенком. В разрезе породы светло-коричневого типа залегают непосредственно на серых, с постепенным переходом.

#### *Фация красноцветных глинистых осадков лагунно-озерных водоемов в слабоаридной обстановке*

Описываемая фация представлена двумя генетическими типами, макроскопически различающимися главным образом по окраске.

Кирпично-малиновые глины неслоистые, участками с пятнами зеленовато-серого и серого цвета. Видны мелкие трещинки, выполненные более светлым материалом. В шлифах видно очень неравномерное распределение средне сортированной алевроитовой примеси, в форме редких пятен и линз. Основная масса представлена тонкочешуйчатой гидрослюдой с обильными и довольно равномерно распределенными гидроокислами железа комочкообразного строения, оранжево- и буровато-красного цвета. Встречаются редкие линзочки и пятна неперекристаллизованного доломита, тяготеющие к скоплениям алевроитовой примеси. На участках отсутствия карбоната скопления алевроитовых зерен иногда имеют неправильно-округлую форму (диаметром до 0,5—0,6 мм) и окружены обесцвеченной каемкой, причем гидроокислы железа внутри по-

следней отличаются более чистыми и яркими тонами. Создается впечатление, что образование каемок обусловлено редуцирующими растворами, проникавшими по сети мельчайших трещинок вокруг скопления алевритовых зерен (табл. XII — 4).

Описываемые глины содержат умеренное количество обугленного детрита; встречаются, кроме того, округлые пятна битумов, также округленных редуцированной каемкой.

Коричневато-вишневые глины. В преобладающей массе это равномерно окрашенные скрыто-горизонтальнослоистые глины с неровно-плитчатым расколом и мелко взрыбленной поверхностью наслоения. Под микроскопом имеют очень однородный гидрослюдистый состав с ориентированной микротекстурой. Обильные гидроокислы железа распространены по всей породе, но несколько неравномерно, образуя сгущения в форме линзовидных слоечков, вытянутых согласно с ориентировкой глинистых чешуек (табл. III — 3 и 4). Общий тон окислов ярко-красный, в сгущающихся прослоечках он приобретает коричневатый оттенок. Часто глины этого типа содержат алевритовую примесь. Макроскопически они отличаются в этом случае появлением редких мелких округлых пятен и более частых тонких линзочек голубовато-зеленовато-серого (бирюзово-серого) цвета. Линзочки ориентированы преимущественно по наслоению, реже — косо к нему. Раскол становится еще более неровным, местами остроугольно-ступенчатым. Иногда встречаются мелкие бурые пятна карбонатного материала. Под микроскопом видно, что примесь мелкоалевритового среднесортированного материала распределена кучкообразно. Железистые окислы здесь обильные, но распределены еще менее равномерно, чем в чистых глинах. Окраска их соответственно меняется от оранжево-красных до коричнево-красных тонов. Вокруг алевритовых зерен линзообразные слоечки глинисто-железистого материала образуют иногда завихрения, подчеркиваемые глинистыми чешуйками; на слабо ожелезненных участках видна параллельная ориентировка чешуек. В цементе встречается карбонат в форме рассеянных зерен, мелких включений, реже — более крупных включений типа ооидов; карбонатный материал представлен перекристаллизованным доломитом. Доломитовые ооиды обычно окаймляются гидроокислами железа, иногда аналогичные каемки содержатся и в их внутренней части.

В целом создается впечатление о диагенетическом перераспределении железистых гидроокислов, с нарушением первично ориентированной микротекстуры глинистого материала и более равномерного распределения алевритовых зерен. Осветленные участки имеют четкие границы и представляют, по-видимому, результат локальной редукции железа; изредка встречается очень немного мелкого обугленного детрита. Среди гидроокислов железа постоянно присутствуют в умеренном количестве мелкие коричнево-красные зерна, по-видимому, окисленные рудные.

По всем признакам породы данной фации отлагались в мелководных водоемах ограниченных размеров с очень слабой волновой динамикой и окислительной средой наддонных и, в меньшей мере, иловых вод.

*Фация пестроцветных алевритовых осадков  
зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья  
в слабоаридной обстановке*

Среди отложений этой фации так же, как в гумидной обстановке выделяются типы переслаивания глинисто-алевритовых пород и алевролитов с более или менее отчетливо выраженной косоволнистой слоистостью, причем последние отчетливо подразделяются на два генетических типа; кроме того, выделяется своеобразный тип неслоистых алевролитов со слабокомковатой текстурой.

Переслаивание пестроцветных алевролитов и глин. В переслаивании принимают участие алевролиты мелко-, реже среднезернистые и глины, преимущественно алевритистые (табл. III—5). Окраска меняется от голубовато-, зеленовато- или буровато-серой до темно-вишневой, в общем повторяя цветовую гамму, отмеченную в глинистых осадках вышеописанных лагунно-заливной и лагунно-озерной фаций. Незначительная разность гранулометрического состава чередующихся слоев, маскирующаяся к тому же значительно более резко выраженной цветовой полосчатостью, затрудняет выявление характера наслоения. Породы выглядят скрыто-горизонтальнослоистыми, и лишь на свежем поперечном расколе иногда видна тонкая и довольно правильная косо волнистая слоистость с четкими границами между отдельными слоями.

Цветовые границы в общем параллельны наслоению, но точного совпадения их с гранулометрическими границами не наблюдается. Имеет место приуроченность осветленных участков к слоям относительно более грубого гранулометрического состава. Соотношение более темных коричнево-вишневых и более светлых буровато-серых полос в различных слоях неодинаково, но чистые голубовато-серые цветовые прослои имеют явно подчиненное развитие и иногда почти полностью отсутствуют.

Минералогический состав глинистых прослоев вполне сходен с составом вышеописанных типов глинистых пород лагунно-заливной и лагунно-озерной фаций. Прослои мелко- и среднезернистых алевролитов имеют отчетливую микрослоистую текстуру, обусловленную чередованием линзовидных алевритовых слоечков с глинистыми, содержащими лишь небольшую примесь очень мелкоалевритовых зерен. Железистые гидроокислы распределены по наслоению, несколько сгущаясь в глинистых прослоечках. Окраска их по сравнению с глинистыми породами имеет несколько менее чистые тона с примесью буроватого и коричневатого оттенков. На некоторых зернах развита глинисто-железистая оболочка. В красноцветных алевролитах появляются свежие рудные зерна типа магнетита и окисленные зерна, сходные по размеру и форме со свежими. В более светлых алевритовых разностях встречаются слюды (мусковит и биотит). По биотиту развита довольно интенсивная хлоритизация; встречаются также пятна лептохлоритов, приуроченные к скоплениям пластинок биотита. В серых прослоях присутствует небольшое количество мелкого обугленного детрита.

Весьма характерно, что в переслаивании с преобладанием светлых тонов участвуют главным образом мелкозернистые алевролиты и глины, образующие слои порядка 11—15 м мощности. При резком преобладании вишнево-коричневых тонов наблюдается преимущественное развитие мелко-, средне-, изредка даже крупнозернистого алевритового материала, и мощность отдельных слоев не превышает 3,5—4,0 м.

Буровато-серые алевролиты с косо волнистой слоистостью. Алевролиты этого типа преимущественно среднезернистые, с преобладающими размерами зерен 0,03—0,07 мм. Сортировка зерен довольно хорошая (табл. V—1). Наиболее характерен серый цвет с голубоватым или зеленовато-голубоватым оттенком. Повсеместно видна правильная мелкая косо волнистая перекрестная слоистость (со срезанием нижней серии слоев вышележащей); иногда по наслоению видна слюда и мелкий растительный детрит.

Обычно под микроскопом также наблюдается более или менее отчетливо выраженная микрослоистая текстура. Характерно сравнительно большое количество слюд с преобладанием мусковита. Биотит преимущественно хлоритизирован. Хлорит развивается также по гидрослюдам и в целом содержится в довольно большом количестве. Цемент глинистый, хлоритово-гидрослюдистый, с участием разрушенных первичных

слюд. В некоторых горизонтах наряду с глинистым цементом присутствует тонкозернистый карбонат, участками перекристаллизованный до мелкозернистого; представлен он либо только доломитом, либо (в других горизонтах) доломитом и кальцитом примерно в равных соотношениях, со следами железистого карбоната. Встречаются редкие мелкие выделения пирита, однако последний совершенно не характерен для данного типа, так же как и другие рудные минералы, из которых несколько чаще встречаются титанисты. На большей части зерен имеется тонкая глинистая оболочка. Иногда среди серых алевролитов появляются пятна, чаще линзовидной формы, буроватого цвета. На таких участках часть зерен покрыта железистой оболочкой, наблюдаются выделения железистых окислов по биотиту (красновато-коричневые пластинки с буровато-оранжевым ореолом), появляются окисленные рудные зерна.

Породы этого типа образуют маломощные (не > 1 м) прослои, чаще залегающие в основании трансгрессивной серии осадков, но встречающиеся и среди переслаивания алевролитов с глинами.

**Красноцветные алевролиты.** Алевролиты от мелко- до среднезернистых имеют вишнево-красную окраску с редкими мелкими пятнами бирюзово-серого цвета. Обычно скрытослоистые, с неровно-плитчатым расколом и остроугольно-бугристой, местами мелкозврябленной поверхностью. Изредка различаются неясная тонколиновидная или неправильная мелкая косоволнистая слоистости, обусловленные примесью глинистого материала. На поверхности глинистых слоев изредка встречаются трещины усыхания, выполненные более светлым материалом (табл. III — б).

Сортировка зерен от средней до довольно плохой, преобладают 0,01—0,06, редко до 0,08 мм. Как правило, присутствуют мелкие сингенетичные включения ожелезненного глинистого материала неправильной формы. Микротекстура чаще беспорядочная, иногда линзовидно-слоистая за счет послыйного распределения алевритовых зерен и железистых окислов. В шлифах с микрослоистой текстурой наблюдаются перпендикулярные наслоению включения более грубого алевритового материала трубчатой формы, по-видимому, заполнение ходов каких-то илоядных организмов. Иногда подобные включения огибаются мелкими трещинками. Во всех образцах много первичных слюд. Биотит частично хлоритизирован (интенсивность хлоритизации средняя).

Цемент глинисто-железистый, иногда с примесью мелких пятен и отдельных рассеянных зерен микрозернистого доломита. Распределение гидроокислов железа равномерно пятнистое или следует микрослоистой текстуре. Цвета яркие, от лимонно-желтых до коричнево-красных. Довольно много рудных зерен, как свежих, так и окисленных. Осветленные участки четко ограничены; иногда они имеют форму каймы вокруг кучкообразного скопления алевритовых зерен.

**Буровато-серые слабокомковатые алевролиты.** Макроскопически это буровато- или голубовато-серые с буроватыми и бледно-зеленоватыми пятнами разномзернистые алевролиты, довольно плохо или даже плохо сортированные. Слоистость в них, как правило, не различается, раскол довольно неровный, текстура слегка комковатая.

Содержат много слюд и сильно удлиненных зерен кварца (до 2,5 мм по длинной стороне). Цемент глинистый, хлоритово-гидрослюдистый, с примесью микрозернистого, участками перекристаллизованного карбоната. Последний представлен доломитом со значительным количеством железистого карбоната. Микротекстура беспорядочная. Биотит интенсивно хлоритизирован, много пятен лептохлоритов, в том числе шамозита. Часто встречается мелкий растительный детрит. В буроватых разностях железистые гидроокислы содержатся в виде хлопьевидных примазок оранжево-красного и темно-красного цвета; здесь же встречаются

сильно окисленные рудные зерна. На единичных нерудных зернах видна тонкая глинисто-железистая оболочка.

В общем в отложениях данной фации выявляются специфические текстурные особенности прибрежной зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья, широко развитой в угленосных отложениях карбона.

Более светлые разновидности переслаивания алеврито-глинистых пород сходны с «блеклым» переслаиванием алевролитов и аргиллитов в прибрежной зоне заливов. Не менее характерны для этой зоны и прослой серых алевролитов с правильной косоволнистой слоистостью. Увеличение грубозернистости в красноцветных разновидностях переслаивания при одновременном сокращении мощности слоев указывает на условия более изолированных водоемов, приближающихся к лагунному типу. Красноцветные алевролиты несут признаки сильного обмеления, приближения к берегу, а также весьма слабой волновой динамики водоемов, что связано с дальнейшей изоляцией последних, сокращением размеров и продвижением в сторону континента.

Сходными признаками мелководности и прибрежности характеризуется и тип буровато-серых слабокомковатых алевролитов. Однако своеобразие их положения в разрезе, в частности, залегание в виде маломощных прослоев среди глинистых осадков заливов позволяет думать, что образование осадков этого типа не сопровождалось существенными перестройками морфологии побережья и очертаний залива. По-видимому, они выражают прибрежные участки реликтовых озер заливного побережья, возможно, в полосе отмелей, в то время, как красноцветные алевролиты выражают прибрежные участки изолированных водоемов лагунно-озерного характера.

#### **Фации баров и речных выносов.**

Фация баров во всех обстановках представлена песчаными осадками с подчиненной ролью алевролитов. Повсеместно выделяются два типа, резко различающиеся по положению в циклах осадконакопления, мощности, а также по комплексу генетических признаков песчаных пород: бары трансгрессивные (залегающие в трансгрессивной части цикла, чаще всего в основании трансгрессивной серии осадков) и бары регрессивные. Среди регрессивных баров в свою очередь выделяется несколько разновидностей в зависимости от характера водоема, в котором они формировались. В слабоаридной обстановке почти все бары относятся к трансгрессивному типу; особенности регрессивных баров ввиду ограниченного их развития не выявлены.

Фация песчаных осадков речных выносов (подводных русел) практически развита только в гумидной обстановке; подмеченные особенности состава, связанные с проявлением засушливости, сравнительно незначительны, поэтому отдельно не рассматриваются. В слабоаридной обстановке к этой фации условно можно отнести единичный горизонт гравелито-брекчии с весьма специфическими признаками, резко отличающими эту породу от речных выносов гумидной обстановки.

#### *Фация песчаных осадков баров в гумидной обстановке*

Песчаники тонко- и мелкозернистые, трансгрессивно залегающие на прибрежно-континентальных осадках, отличаются большой мощностью, до 15—16 м, но часто не сохраняются полностью вследствие размыва верхних частей при формировании вышележащих песчаников подводных и надводных русел.

Песчаники серые, в пределах слоя изменяются от тонко- до мелко-

реже среднезернистых, причем более грубый материал приурочен к средней части слоя. Нижний контакт резкий, прямолинейный или неровно-волнистый. Различаются крупная косоволнистая, горизонтальная и мелкая асимметричная косоволнистая слоистости; последняя приурочивается главным образом к тонкозернистым разностям и имеет ограниченное развитие. Участками породы скрытослоисты. Растительный материал представлен преимущественно детритом, реже мелкими обугленными растительными остатками, периодически подчеркивающими слоистость. Породы неравномерно (от слабо до хорошо) вскипают в порошке с HCl.

В шлифах видна средняя сортированность зерен, причем лучше сортированы более грубые разности (табл. IV — I); в тонкозернистых разностях сортировка ниже средней. Довольно много слюд, главным образом биотита, частью хлоритизированного, частью более или менее интенсивно гидратированного, с отчетливыми переходами в крупночешуйчатый гидрослюдистый цемент. Встречаются зерна хлорита, инкрустированные мелкими рудными зернами.

Цемент карбонатный и слюдисто-глинистый (гидрослюдистый). В среднезернистых песчаниках в составе карбонатного цемента, судя по реакциям окрашивания, резко преобладает железистый карбонат, среди которого присутствуют редкие мелкие пятна доломита. Карбонат повсеместно интенсивно перекристаллизован. Присутствие немного детрита в обугленной форме. Наблюдаются обильные выделения пирита: а) мелкие, приуроченные к пластинкам биотита, в том числе хлоритизированного, б) крупные, выполняющие поровое пространство или находящиеся в виде включений среди карбонатного цемента (на участках с пойкилитовой текстурой).

В мелкозернистых песчаниках наряду с некоторым ухудшением сортировки зерен наблюдается изменение состава карбонатного цемента, в котором резко преобладает крупнокристаллический слабожелезистый доломит с мелкими пятнами слабо перекристаллизованного чистого доломита и столь же редкие и мелкие участки перекристаллизованного железистого карбоната. Одновременно с этим часть пирита как в мелких выделениях, так и в крупных присутствует в окисленной форме. Растительного детрита больше; на участках со слюдисто-глинистым цементом видно, что некоторые обрывки слегка гелифицированы и окружены буроватым ореолом.

Подобные изменения прослеживаются в пределах одного слоя при переходе от его средней части (сложенной среднезернистым песчаником) к верхней (мелкозернистой).

В тонкозернистых песчаниках из нижней части другого слоя наблюдается дальнейшее ухудшение сортировки зерен и увеличение растительного материала, к которому приурочены мелкие выделения преимущественно окисленного пирита. Изредка встречаются слегка гелифицированные буроватые растительные остатки. Крупные выделения пирита здесь отсутствуют. В составе карбонатного цемента также преобладает слабожелезистый доломит, с отдельными пятнами чистого доломита и мелкими редкими включениями железистого кальцита. Участками цемент гидрослюдистый.

Таким образом, средние части горизонтов баровых песчаников этого типа представляют, по-видимому, наиболее удаленные от берега и относительно наиболее глубоководные участки, отвечающие периодам максимального развития трансгрессии. Об этом свидетельствует их лучшая отсортированность, малое количество растительного материала, содержащегося только в форме мелкого обугленного детрита, также многочисленные выделения пирита, в том числе раннедиагенетического, связанного с разложением биотита в восстановительных условиях. Залегание

песчаников данного типа по резкому контакту на подстилающих озерных осадках, преобладание разнонаправленной крупной косоволнистой слоистости, непостоянная и в общем невысокая степень сортировки обломочного материала, а также тесная связь в разрезе с более глубозернистыми песчаниками подводных и надводных русел позволяют рассматривать их как отложения приустьевых баров.

Песчаники тонкозернистые, залегающие в регрессивном ряду фаций, среди прибрежных отложений заливов, лагун и озер. Они имеют меньшие мощности и связаны с вмещающими отложениями постепенными переходами. При этом весьма характерно закономерное уменьшение мощности по мере перехода от более открытых крупных водоемов к относительно изолированным и мелководным: мощность баровых песчаников, связанных с прибрежно-заливными отложениями, изменяется от 4 до 8 м; связанных с прибрежно-лагунными отложениями — от 1 до 3 м; бары среди озерных отложений имеют мощность 0,2—1,7 м.

Бары, связанные с прибрежно-заливными отложениями, имеют следующие макроскопически заметные отличия от вышеописанного типа.

1. Более тонкий механический состав. Преобладают песчаники тонкозернистые, лишь изредка в средних частях отдельных слоев переходящие в мелкозернистые; у нижнего и верхнего контактов тонкозернистые песчаники содержат прослой алевролита крупнозернистого или алевролитов тонкого переслаивания.

2. В верхней части некоторых слоев появляются прослой со слабым зеленоватым оттенком.

3. Крупная косоволнистая слоистость имеет меньший масштаб, чаще наблюдаются участки с горизонтальной и мелкой асимметричной косоволнистой слоистостью.

4. Растительный материал в форме мелких обугленных, изредка пиритизированных растительных остатков распределен неравномерно (от почти полного отсутствия до довольно большого количества в отдельных прослоях); скопления растительного материала приурочиваются к очень слабо карбонатным участкам.

Бары, связанные с прибрежно-лагунными отложениями, отличаются от прибрежно-заливных меньшей однородностью гранулометрического состава; в пределах слоя наблюдается частое чередование отдельных гранулометрических разностей, при сохранении приуроченности более грубых пород к средней части слоя. Несколько чаще встречаются прослой с зеленоватым оттенком. Еще большее развитие имеет мелкая косоволнистая слоистость, участками неправильного рисунка, чередующаяся с горизонтально- и линзовидно-волнистой, при резко подчиненном развитии крупной косоволнистой слоистости. Растительный материал представлен обугленными растительными остатками и детритом, распределенными очень неравномерно, но в целом более обильными; встречаются довольно грубые остатки. Вскипаемость с HCl понижена (слабо вскипают в порошке).

Бары среди прибрежно-озерных отложений встречаются в единичных случаях, когда последние залегают над отложениями центральных частей лагун. Они представлены серыми тонкозернистыми песчаниками, иногда тяготеющими к крупнозернистому алевролиту, с очень неясной, преимущественно неразличимой слоистостью и небольшим количеством растительного детрита.

В шлифах видно, что зерна довольно хорошо сортированы (табл. IV—2), а цементом служит крупнокристаллический карбонат, иногда с реликтами гидрослюды. Преобладает железистый карбонат с более или менее частыми пятнами доломита. Довольно много гидратированного биотита. Часто встречается окисленный пирит, приуроченный к



мелкому растительному материалу и пластинкам биотита. Очень немного обугленного детрита, преимущественно среди выделений окисленного пирита. Иногда присутствуют и крупные выделения пирита, выполняющего поры и также полностью окисленного.

Баровые песчаники регрессивного типа имеют значительно более широкое развитие.

В целом породы этой фации макроскопически очень похожи на бары, развитые в угленосных свитах среднего карбона, отличаясь меньшим количеством растительного материала и более спокойными гидродинамическими условиями среды осаждения. Подтверждением последнего может служить, в частности, почти полное отсутствие в песчаниках описанных типов неокатанных включений алеврито-глинистых пород, весьма характерных для баров угленосного карбона, где их появление обуславливалось частыми прорывами баров трансгрессирующими морскими водами.

### *Фация песчаных осадков баров в гумидной обстановке с признаками засушливости*

Песчаники тонко- и мелкозернистые, трансгрессиивно залегающие на пестроцветных осадках континентальных озер. Условия залегания этих песчаников и мощности отдельных горизонтов аналогичны вышеописанному типу в гумидной обстановке.

Макроскопически заметные отличия следующие.

1. В данном типе менее отчетливо выражено погрубение материала в средней части слоя. Иногда более грубый материал наблюдается в нижней части слоя, или же имеет место чередование мелко- и тонкозернистых песчаников с подчиненными прослоями среднезернистых.

2. Песчаники рыхлые, с HCl не вскипают.

3. В нижней половине слоя всегда наблюдается серая окраска; сверху она иногда очень постепенно сменяется зеленовато-серой.

4. Растительный материал присутствует только в виде детрита, главным образом в нижних сероцветных частях отдельных слоев. В целом его мало.

5. Слоистость преимущественно неясная (исключая самые нижние части слоев, где бывает довольно много детрита). Часто встречаются скрытослоистые участки. Мелкая косо волнистая слоистость отсутствует.

В шлифах из верхней части слоя, представленной мелкозернистой разностью со слабым зеленоватым оттенком, видна довольно плохая сортировка зерен (табл. IV — 3). Присутствует большое количество слюд с преобладанием биотита, как довольно свежего, так и гидратированного вплоть до перехода в гидрослюды. Единичные пластинки биотита сильно плеохроируют от желтого до яркого красно-оранжевого цвета. Биотит частично хлоритизирован, часто встречаются зерна хлорита, инкрустированные мелкими рудными включениями. Цемент слюдисто-глинистый; глинистый материал представлен гидрослюдой с редкими пятнами каолинита. Мелкий растительный детрит частично обуглен, частично пиритизирован, причем весь пирит в окисленной форме (мелкие выделения). Редкие растительные обрывки слегка гелифицированы и буроваты.

Отсутствие карбонатного цемента является, пожалуй, наиболее характерной особенностью этих мощных баровых песчаников; согласно полевому опробованию карбонат отсутствует повсеместно во всех песчаных горизонтах этого типа.

Второй литогенетический тип — регрессивных баров — в данной обстановке представлен маломощными прослоями (порядка 1 м, редко до 2 м) тонкозернистых зеленовато-серых песчаников,

реже мелкозернистых или с прослоями алевролита крупнозернистого. Ввиду их малой мощности и плохой сохранности керна закономерности изменения гранулометрического состава в пределах отдельных слоев не устанавливаются. Залегают они среди пестроцветных осадков озерных фаций. Слоистость различима лишь участками, очень неясная, преимущественно горизонтальная и мелкая косоволнистая, с единичными более крупными полого-косоволнистыми сериями. Местами видно немного мелкого детрита. Песчаники неравномерно (от слабо до хорошо) вскипают с HCl (без порошка).

Под микроскопом видна своеобразная двухвершинная сортировка: на фоне резкого преобладания зерен размерности тонкозернистого песчаника (0,09—0,13 мм) довольно равномерно рассеяно сравнительно небольшое количество (до 10%) зерен среднезернистой размерности (преимущественно 0,25—0,35 мм, единичные до 0,6 мм, табл. IV — 4). В распределении зерен проявляется неотчетливо выраженная микрослоистая текстура. Крупные зерна часто представлены свежим полевым шпатом и не обнаруживают признаков типично эолового происхождения. В песчаниках много биотита, часто довольно свежего. Часть биотита хлоритизирована. Цемент преимущественно карбонатный, реже гидрослюдистый. В составе карбонатов резко преобладает перекристаллизованный доломит, лишь участками слабожелезистый. Среди доломита встречаются мелкие пятна перекристаллизованного кальцита. Местами видна отчетливая приуроченность слабо ожелезненного доломита к приконтактовым участкам с пластинками гидратированного обесцвеченного биотита (табл. XI — 1), а пятна кальцита очень прихотливой формы развиваются вкрест биотитовой пластинки, пересекая как ее, так и зону ожелезненного доломита. Из приведенных соотношений следует, что доломит предстает здесь наиболее раннее образование, а кальцит образовался позднее. Несомненно также диагенетическое ожелезнение доломита за счет железа, высвободившегося из биотита.

Небольшое количество растительного детрита чаще всего присутствует в пиритизированной форме, причем пирит преимущественно окислен; единичные непиритизированные растительные обрывки черные, обугленные, без признаков гелификации. Кроме небольшого количества окисленного пирита, среди доломитового цемента изредка встречаются пятна аморфных железистых гидроокислов красновато-оранжевой окраски. При большом увеличении внутри этих пятен различаются очень мелкие округлые комочки более темной окраски, рассеянные среди более светлой аморфной массы. Эти гидроокислы легко образуют оболочки, явно вторичного характера, на прилегающих обломочных зернах. Характерна приуроченность пятен гидроокислов железа к центральным частям порового пространства, выполненного доломитом, причем не наблюдается сколько-нибудь устойчивой связи окислов с участками слабо ожелезненного доломита.

Помимо рассмотренных литогенетических типов следует остановиться на промежуточных разновидностях баровых песчаников, залегающих на переходе от пород гумидного типа к породам с признаками засушливости или, наоборот, от этих последних — к породам гумидного типа. В том и другом случае эти песчаники относятся к первому типу — мощных приустьевых баров, трансгрессивно залегающих на самых мелководных или континентальных осадках; иногда они обнаруживают еще более отчетливо выраженные признаки тяготения к песчаникам речных выносов, в которые и переходят вверх по разрезу.

Во всех подобных песчаниках неизменно наблюдается как бы смешение признаков типично гумидной и гумидной-переходной обстановок, с попеременным преобладанием тех или других в разрезе отдельных слоев в зависимости от близости к вмещающим породам гумидной или

засушливой обстановок. Так, при переходе от гумидных условий к засушливым в одном случае наблюдается постепенное уменьшение роли карбонатного цемента, который в нижней части (ближе к гумидным породам) представлен слабжелезистым доломитом, корродирующим обломочные зерна, и более поздним кальцитом (табл. XI—2), а в верхней части почти исключительно чистым доломитом с очень мелкими пятнами кальцита. Одновременно с этим резко увеличивается роль глинистого цемента, в составе которого наряду с гидрослюдой появляется каолинит.

В другом случае аналогичного перехода карбонатный цемент с преобладанием железистого карбоната вообще присутствует только в нижней части слоя, в отдельных маломощных прослоях. В преобладающей же массе песчаники бескарбонатные с глинистым и каолинито-гидрослюдистым цементом. В то же время песчаники содержат довольно много растительного материала, в том числе обугленных растительных остатков и детрита, частично пиритизированного, причем лишь незначительная часть пирита окислена. Характерно, что встречающийся местами чистый доломит здесь также корродирует обломочные зерна, а железистый карбонат — нет (табл. XI—3).

### *Фация пестроцветных алеврито-песчаных осадков баров в слабоаридной обстановке*

Наиболее характерен для данной фации тип буровато-серых тонкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов с косоволнистой слоистостью. Буроватая окраска имеет пятнистый характер, отдельные прослои в керне имеют чисто серый цвет. Слоистость неясная, тонкая, преимущественно мелкая, и лишь в песчаниках встречаются участки с крупной косоволнистой слоистостью.

Под микроскопом видно, что песчаники средне или довольно плохо сортированы. Микротекстура однородная или мелкопятнистая (за счет неравномерного распределения зерен). Состав отличается непостоянством; в некоторых горизонтах наблюдается повышенное содержание преимущественно свежих или слегка серицитизированных полевых шпатов и пониженное — обломков пород (см. табл. 3, образцы 153а/54 и 100/54). При этом характерно, что увеличение полевых шпатов наблюдается только в бурых образцах и достигает максимального значения (35%) в наиболее интенсивно окрашенном песчанике со слабым красноватым оттенком (обр. 100/54). В этом же песчанике видны довольно частые пластинки мусковита, редкие — хлоритизированного биотита и мелкие пятна лептохлоритов. В остальных, более светлых образцах, слюды почти нацело замещены карбонатом.

Цемент порово-базальный, по составу карбонатный. Карбонат представлен преимущественно доломитом, более или менее интенсивно перекристаллизованным. Характерно, что в красновато-буром песчанике (обр. 100/54) цемент чисто доломитовый; в буро-сером (обр. 153а/54) в единичных крупных кристаллах различаются мелкие пятна железистого доломита; в серых (обр. 110/54) примесь железистого доломита резко увеличивается. В самом верхнем горизонте серых баровых песчаников (над  $Q_{10}$ ) почти весь доломит в той или иной степени ожелезнен и содержит пятна железистого карбоната. При этом более интенсивно окрасились мелкие зерна, в то время как более крупные кристаллы окрашены слабее и неровно — различаются участки чистого, неожелезненного доломита. Железистые гидроокислы в буроватых песчаниках встречаются в форме отдельных мелких пятен среди карбонатного цемента и в форме железистых оболочек на единичных зернах;

в песчанике с красноватым оттенком их заметно больше и они содержатся главным образом в форме оболочек на терригенных зернах, а также на некоторых мелких ромбоэдрах доломита. На перекристаллизованных участках наблюдается обесцвечивание оболочек. Цвет окислов от лимонно-желтого до оранжево-красного. В серых песчаниках гидроокислы встречаются в виде редких мелких хлопьевидных примазок коричнево-красного цвета, похожих на новообразования по биотиту.

Пирит встречен в небольшом количестве только в серых песчаниках, где он приурочивается к единичным пластинкам биотита и изредка образует мелкие выделения в порах. В шлифах из серых песчаников отмечено также немного мелкого обугленного растительного детрита. Обломочные рудные зерна не характерны, причем в песчанике с красноватым оттенком они встречаются только в окисленном состоянии. Среди буроватых песчаников встречаются редкие мелкие зерна титанистых минералов.

При переходе от чисто серых песчаников к бурым с красноватым оттенком наблюдается заметное ухудшение сортировки зерен (табл. V—З), увеличение содержания полевых шпатов при соответствующем уменьшении количества обломков горных пород, исчезновение пирита и следов растительной органики, уменьшение вплоть до полного исчезновения железистой примеси в доломитовом цементе, увеличение примеси железистых гидроокислов к цементу (и, возможно, с этим связанное ослабление степени перекристаллизации карбонатного цемента), увеличение количества зерен в железистой оболочке.

Алевролиты представлены крупнозернистыми разностями буровато-серой (пятнистой) окраски. От песчаников отличаются устойчиво граувакковым составом алевритовых зерен (обр. 103а/54 и 105/54, см. табл. 3), а также заметно меньшей ролью карбонатного цемента, среди которого часто встречаются участки глинистого цемента с пластинками мусковита и реликтами хлоритизированного биотита. Иногда карбонат совершенно отсутствует, и основная масса цемента имеет хлоритово-гидрослюдистый состав (обр. 150а/54).

В составе цемента наряду с доломитом участвует железистый доломит, иногда в сравнимых количествах; железистый карбонат практически отсутствует. Иногда встречаются карбонатные ооиды (диаметром 0,1—0,2 мм), развивающиеся вокруг кварцевых зерен и имеющие зональное строение, обусловленное более интенсивной перекристаллизацией наружной оболочки. Железистые гидрокислы присутствуют главным образом в форме небольшой примеси к карбонатному цементу и имеют преимущественно оранжево-красный цвет; иногда видно, что они развиваются по пластинкам железистых слюд. Изредка железистые гидроокислы образуют оболочки на зернах, однако большая часть алевритовых зерен покрыта бесцветной глинистой оболочкой. Встречаются мелкие редкие пятна пирита, приуроченные преимущественно к пластинкам хлоритизированного биотита.

Менее распространенным типом являются красноцветные песчаники и алевролиты с косоволнистой слоистостью. Сюда относятся буровато-красные тонкозернистые песчаники и вишнево-красные крупнозернистые алевролиты. К основному типу окраски примешивается слабый фиолетовый оттенок, лучше выраженный в алевролитах. Участками в породах различается неясная косоволнистая слоистость мелкого и среднего масштаба.

Состав основных порообразующих компонентов отличается очень высоким содержанием обломков пород (см. табл. 3, обр. 153). По сравнению с буровато-серым типом отмечается, кроме того, более интенсивная серицитизация полевых шпатов и повышенное содержание слюд, в том числе сильно измененного биотита; соответственно наблюдается

более интенсивная хлоритизация, развивающаяся главным образом по биотиту и гидрослюдам. Сортировка зерен довольно плохая (табл. V—2). Весьма существенным отличием является также хлоритово-глинисто-железистый цемент; карбонатный цемент встречается только в некоторых алевролитах в форме пятен тонкозернистого доломита. Содержание гидроокислов железа, наоборот, повышено, причем они присутствуют почти исключительно в форме цемента. Цвета их тусклые, оранжево- или красновато-коричневые до коричнево-красных. Характерно также присутствие непрозрачных рудных зерен с шагренево-поверхностью, типа магнетита, как свежих, так и окисленных. Часто скопления таких зерен заключены среди пятен железистых гидроокислов, цвет которых постепенно темнеет в направлении от периферии пятна к рудному зерну.

Наряду с этими общими признаками наблюдаются некоторые особенности в песчаных и алевроитовых разностях.

**Песчаники** (в том числе залегающие непосредственно выше буровато-серых) отличаются повышенным содержанием бескарбонатного глинисто-железистого цемента и значительным развитием лептохлоритов, в том числе шамозита. Изредка встречаются буровато-зеленые слюды, представляющие, по-видимому, переходные разности от биотита к хлориту.

**Алевролиты** отличаются микрослоистой текстурой с толщиной слойков 0,3—0,5 мм, причем в основании отдельных слойков наблюдаются более крупные зерна (неясная микроритмическая сортировка); слоистая текстура подчеркивается ориентировкой большого количества слюд, некоторых удлиненных зерен кварца и железистыми гидроокислами. Среди слюд преобладает мусковит, но довольно много биотита, как хлоритизированного, так и обесцвеченного за счет выноса и окисления железистого материала. Часто видны расщепленные пластинки обесцвеченного биотита с зажатыми железистыми гидроокислами. Наблюдается также интенсивная коррозия кварцевых зерен.

В цементе присутствует в форме отдельных пятен тонкозернистый доломит с незначительной примесью железистого доломита. Рудные зерна преимущественно окислены и окружены железистым ореолом темно-коричневых гидроокислов. В местах непосредственного контакта железистой оболочки (на зернах) с карбонатным цементом наблюдается ее обесцвечивание.

Все типы пород данной фации тесно связаны в разрезе. Буровато-серые песчаники образуют слои наибольшей мощности, что в сочетании с крупномасштабной слоистостью и существенными изменениями вещественного состава свидетельствует о формировании их в периоды усиления эрозионной деятельности в области сноса. Красноцветные алевроитопесчаные породы отвечают аккумулятивным образованиям в относительно более изолированных, мелководных, спокойных водоемах и в условиях большей близости к береговой линии. По существу они близки к красноцветным мелкозернистым алевролитам фации прибрежной зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья.

*Фация песчаных выносов рек (подводных русел)  
в гумидной обстановке*

Представлена песчаниками мелко- и среднезернистыми, часто с значительной примесью крупнозернистой разности, а также гравия и гальки, приуроченных к основаниям отдельных толщ. Окраска песчаников серая, иногда светло-серая, участками с поверхности развиваются слабо-буроватые пятна неправильной формы, явно вторичного происхождения. Слоистость косая разнонаправленная, с более или менее часто меняющимися углами наклона, реже крупная и средняя косоволнистая;

выражена она преимущественно неотчетливо и лишь участками подчеркивается растительными остатками и детритом. С HCl породы не вскипают или слабо вскипают в порошке.

Залегают песчаники с более или менее отчетливо выраженными признаками подводного размыва подстилающих отложений. В слоях, сложенных относительно более грубыми разностями, наблюдается закономерное уменьшение зернистости снизу вверх, сопровождающееся уменьшением масштаба слоистости и измельчением растительного материала. В основании таких слоев содержатся обильные полуокатанные алевроитовые, реже карбонатные гальки и грубые растительные остатки.

Сортировка зерен изменяется от средней до довольно плохой. Под микроскопом часто видна нечетко выраженная микроритмическая сортировка зерен с закономерным чередованием микрослоек, сложенных зернами различной размерности.

Для всех песчаников характерен порово-базальный глинистый и карбонатный цемент в различных, очень непостоянных соотношениях. В единичных случаях среди карбонатного цемента встречены крупные выделения пирита, выполняющего отдельные поры. Глинистый материал чаще всего имеет гидрослюдисто-каолиновый состав с резким преобладанием каолинита, в целом имеющего здесь значительно более широкое развитие, чем в фации баровых песчаников. Среди участков гидрослюдистого цемента довольно часто встречаются пластинки гидратированного, иногда хлоритизированного биотита. Наряду с гидрослюдой встречается тонкочешуйчатый глинистый материал с высоким двупреломлением; изредка он получает преимущественное развитие (каолинита на таких участках нет).

Карбонатный цемент преимущественно нацело перекристаллизован. Представлен он чаще всего железистым карбонатом с мелкими пятнами доломита. Иногда в отдельных шлифах можно наблюдать в периферической части порового пространства, у самого контакта с обломочным зерном, ромбоэдри доломита микрозернистой размерности, что может указывать на более раннее происхождение доломита. Изредка железистый карбонат, судя по весьма слабой реакции окрашивания, представлен железистым доломитом с мелкими пятнами чистого доломита.

В некоторых слоях состав карбонатов меняется. Наряду с участками железистого карбоната в одном и том же шлифе встречаются участки, сложенные кальцитом и железистым кальцитом. При этом отчетливо видны следующие соотношения: чистый кальцит занимает центральные участки порового пространства, заполненного железистым кальцитом, железистого карбоната вблизи таких участков нет (табл. XI—4). На других участках поры выполнены железистым карбонатом, а в центральной их части присутствует железистый кальцит; доломит здесь не отмечен. Наконец, в одном образце с пиритово-карбонатным цементом карбонат представлен сильно перекристаллизованным кальцитом с редкими мелкими пятнами микрозернистого доломита, встречающегося как в центре пор, так и на контактах с обломочными зернами. Местами видны реликты перекристаллизованного доломита, заместившего обломочное зерно (различаются контуры) и в свою очередь частично заместившегося кальцитом. В другом шлифе из этого же образца, прошедшего через крупное пятно микрозернистого доломита, видны мелкие трещинки, выполненные перекристаллизованным кальцитом, местами окаймленные крупными выделениями пирита. По всем этим признакам кальцит здесь имеет более позднее происхождение.

Характерно, что образец с доломитово-кальцитовым цементом взят из основания песчаной пачки, залегающей на карбонатном горизонте (P<sub>5</sub> по скв. 6). Вышеописанный образец с железисто-кальцитовым цементом также относится к основанию мощной песчаной пачки, залегающей

с размывом на баровых песчаниках, причем весьма вероятно, что в процессе размыва был полностью уничтожен карбонатный горизонт ( $P_2$  по скв. 3).

При изучении в шлифах образцов, взятых из различных частей отдельных мощных пачек песчаников описываемой фации, выявляются следующие закономерные изменения в составе их цемента.

В нижней части слоя глинистый материал цемента представлен крупночешуйчатой гидрослюдой и каолинитом, а в составе карбонатов преобладает железистый карбонат, иногда с включениями более позднего кальцита (если размывался карбонатный горизонт). Выше глинистый гидрослюдисто-каолинитовый цемент преобладает, причем гидрослюда имеет значительно более тонкочешуйчатый характер; карбонатный цемент в подчиненном развитии (пятна) представлен железистым или слабожелезистым карбонатом (по-видимому, железистый доломит), участками — доломитом. Еще выше к гидрослюдистому материалу начинает примешиваться тонкочешуйчатая глина с высоким двупреломлением, карбонат представлен железистым доломитом и доломитом (пятна). В верхних частях некоторых пачек карбонат либо совершенно исчезает, либо представлен доломитом, а среди глинистого цемента все более широкое развитие получает тонкочешуйчатая глина с высоким двупреломлением. Подобные изменения цемента сопровождаются резким сокращением растительного материала. Следует подчеркнуть, что приведенные изменения прослежены в песчаных горизонтах речных выносов, вверх переходящих в пестроцветные осадки озер с признаками засушливости. Из песчаных толщ, переходящих кверху в отложения гумидного характера, у нас имелись лишь единичные образцы, судя по которым можно полагать, что в этом случае закономерные изменения цемента не имеют места: во всех образцах отмечается гидрослюдисто-каолинитовый материал глинистый и преимущественно железистый карбонат.

Растительный материал в шлифах, как правило, не имеет признаков гелификации; обычно это редкий мелкий непрозрачный детрит с четкими контурами. К нему приурочены более или менее частые, но мелкие выделения пирита, то свежие, то частично или полностью окисленные. Характерно, что количество и форма растительного материала и пирита связаны с вышеотмеченными закономерными изменениями цемента песчаников (в тех случаях, когда они сменяются пестроцветными породами с признаками засушливости). В нижних частях слоев, с признаками повышенной динамики потока, растительного материала, как уже отмечалось, относительно больше, среди него изредка встречаются слегка гелифицированные обрывочки (красновато-буроватые в проходящем свете), приуроченный к ним пирит не окислен. В направлении к верхней части слоя наряду с постепенным уменьшением растительного детрита появляется окисленный пирит, развившийся по детриту и постепенно совершенно вытесняющий неокисленный. Растительный материал вверху представлен исключительно мелкими обугленными непрозрачными обрывками.

Помимо железистых гидроокислов, образовавшихся за счет окисления пирита и отличающихся характерным буровато-желтым цветом (в отраженном свете), изредка появляются примазки коричнево-красных гидроокислов, приуроченные к пластинкам гидратированного, иногда вермикулитизированного биотита и несомненно образовавшиеся за счет разложения последнего в окислительных условиях. В целом количество этих железистых гидроокислов очень невелико, и они наблюдаются главным образом в верхних частях слоев (кверху переходящих в пестроцветные осадки), подтверждая окислительные условия их образования.

Все эти изменения в пределах отдельных слоев проявляются, таким образом, вполне согласно, несомненно отражая слабую аридизацию климата, которая выражается в осадках данной фации со все большей отчетливостью по мере отступления речных русел (в глубь континента) и падения динамики потоков.

Песчаники подводных русел образуют отдельные пачки от 10 до 60 м мощности. Мощные пачки имеют отчетливо выраженное многоярусное строение, часто между ярусами сохраняются пестроцветные озерные осадки. Мощность отдельных ярусов не превышает 23 м, обычно значительно меньше. Часто песчаники подводных русел залегают по контакту слабого размыва непосредственно на песчаниках фации приустьевых баров.

*Фация пестроцветных грубообломочных осадков  
речных выносов в слабоаридной обстановке*

Пестроцветная гравелито-брекчия встречается в основании одного горизонта вышеописанных буровато-серых баровых песчаников с повышенным содержанием полевых шпатов, где образует слой мощностью до 1 м (фиг. 3, скв. 54, глубина 467,6 м, обр. 153б).

Макроскопически порода состоит из полуокатанных и неокатанных обломков песчано-алевритовых пород размером до 1 см, окрашенных в блеклые желтовато-охристые, бурые, вишнево-красные, реже голубовато-серые тона и цементированных также пестро окрашенным алевритовым материалом. Некоторые обломки четко отграничены от цементирующей массы, другие почти сливаются с ней, представляя, по-видимому, сингенетичные включения. Текстура породы комковатая. С HCl вскипает только в порошке, с замедленной реакцией.

При микроскопическом изучении выявляются следующие компоненты породы.

Обломки алевrolита крупнозернистого — песчаника тонкозернистого, плохо сортированного (табл. V — 4) с порово-базальным, преимущественно карбонатным цементом, представленным слабо перекристаллизованным тонкозернистым доломитом. Участками наблюдается более интенсивная перекристаллизация с частичным замещением карбонатом кварцевых зерен. Железистые гидроокислы имеют преимущественно оранжево-красную окраску с редкими мелкими пятнами коричневых. Они образуют оболочки вокруг некоторых обломочных зерен, а также заполняют промежутки между отдельными наиболее мелкими ромбоэдрами доломита, отсутствуя внутри более интенсивно перекристаллизованных участков. Нередко можно наблюдать обесцвечивание железистой оболочки в той части обломочного зерна, которая непосредственно соприкасается с крупным кристаллом карбоната (табл. XI—5). Однако на большей части зерен наблюдается сплошная тонкая глинистая оболочка. В целом эти песчано-алевритовые породы очень похожи на выше лежащие песчаники (обр. 153а/54).

Включения микро-, реже криптозернистого карбоната, иногда с примесью зерен мелкозернистого алевrolита, вторичных лептохлоритов и мелких окисленных рудных зерен. Среди подобных карбонатных включений часто наблюдаются оолиты, развивающиеся вокруг обломочных зерен и имеющие отчетливо выраженное зональное строение. Обычно центральная часть оолитов слагается лептохлоритовым материалом, в том числе шамозитом ( $N_1 = 1,660$ ), с примесью железистых окислов, которые сменяются криптозернистым доломитом, переходящим в периферической части в микрозернистый. Среди доломита наблюдаются зерна железистого карбоната. Иногда участок поверхности оолита окружен глинисто-железистой оболочкой, причем чешуйки глинистых минералов,



а иногда и соседние обломочные зерна ориентированы параллельно поверхности оолита; это вызывает представление о раннедиагенетическом образовании оолитов, перераспределявших и слегка деформировавших в процессе своего роста соседний материал (табл. XI—6). В других оолитах наблюдаются сплошные чисто железистые оболочки как по периферии оолита, так и в его внутренней части (на границе лептохлоритовой и карбонатной зон).

Цементирующим материалом являются железистые гидроокислы с рассеянными среди них ромбоэдрами доломита тонкозернистой размерности; участками — железисто-глинистый материал с пятнами лептохлоритов, в том числе шамозита. Цвет гидроокислов железа меняется от красновато-оранжево-желтых тонов на участках отсутствия лептохлоритов до характерного тускло-коричневого цвета в непосредственном соседстве с лептохлоритами.

По всем признакам отложения эти связаны с подводной деятельностью временных потоков и образовались в прибрежно-мелководной полосе лагунно-озерного водоема.

### Континентальные фации

К этой группе относятся песчаные осадки наземных русел рек, ограниченно развитых только в гумидной обстановке, и алевритовые осадки с признаками крайне мелководных, застойных и зарастающих озер. Среди последних можно выделить сероцветные отложения гумидного облика, сходные с некоторыми литогенетическими типами болотной фации угленосного карбона, и красноцветные отложения с существенно отличными признаками, свидетельствующими о более засушливых условиях.

#### *Фация песчаных отложений речных русел в гумидной обстановке*

Отложения наземных русел встречены только в нижней половине араукаритовой свиты  $S_3(P)$ . Представлены разнозернистым песчаным материалом (от тонкозернистого до крупнозернистого), с отчетливо выраженной приуроченностью самых грубых песчаников с гравием и галькой к нижним частям слоев и постепенным утонением материала вверх. Размыв подстилающих отложений более интенсивен, чем в условиях подводных русел; в основании песчаных толщ помимо гальки местных пород содержится обильная галька дальнего следования, преимущественно из окатанных обломков кварцитов, а также гравийные зерна кварца и кремнистых пород. Окраска песчаников серая или светло-серая. Слоистость крупная, косая, преимущественно неясно выраженная, вследствие небольшого количества растительного материала, представленного детритом и мелкими обугленными обрывками; крупные остатки встречаются лишь изредка, среди наиболее грубозернистого материала основания слоев. Во всех случаях макроскопически заметна ритмическая сортировка песчаного материала с изменением его от грубозернистого до мелкозернистого в слоях толщиной 1—2 см. Наблюдается также крупная ритмичность с очень постепенным изменением материала от крупнозернистого с гравием и галькой до мелкозернистого на протяжении 2—3 м.

По всем этим признакам песчаники очень близки к аллювиальным русловым песчаникам угленосного среднего карбона, отличаясь от них главным образом меньшим количеством растительного материала.

Цемент песчаников порово-базальный, гидрослюдисто-каолинитовый и карбонатный с переменным соотношением. Карбонат перекристаллизован, почти исключительно железистый. Не менее часто, чем в баровых

песчаниках, встречаются пластинки более или менее интенсивно гидратированного биотита; они очень редко хлоритизированы и не несут ясных признаков окисления. Растительного материала в изученных шлифах было очень мало, причем наблюдались как обугленный непрозрачный детрит, так и несколько более крупные вытянутые обрывочки буроватого цвета, слегка гелифицированные. Пирит в форме мелких редких выделений, приуроченных к биотиту, и более крупных, выполняющих поры среди карбонатного цемента, встречен только в одном горизонте наиболее мощного и грубозернистого многоярусного аллювиального песчаника (ниже  $P_2$  по скв. 1, см. фиг. 2).

В других горизонтах встречаются лишь неясные следы сильно окисленного пирита.

Отложения наземных русел образуют пачки непостоянной мощности, изменяющейся от 5 до 35 м. Мощные пачки имеют многоярусный характер. Мощность отдельных ярусов не превышает 10 м.

В трех случаях, в верхних частях слоев, сложенных русловыми песчаниками, наблюдались маломощные пойменные отложения. В одном случае (наиболее мощный песчаник под  $P_2$ , скв. 1, см. фиг. 2) они представлены чередованием песчаника мелкозернистого с косоволнистой или неясно линзовидной слоистостью и алевролита мелко- и среднезернистого с горизонтальной слоистостью. В прослоях песчаника немного мелкого детрита, в алевролите много растительных остатков, в том числе нежных, хорошо сохранившихся остатков стеблей. Мощность чередующихся прослоечков 5—20 см; окраска их серая. Алевролитовые прослои заиления кверху начинают преобладать, выражая условия пойменных озер. Среди этих пород встречаются маломощные прослои с признаками зарастающих озер болотного типа. Таким образом, в этом случае перехода русловых осадков в болотные отложения гумидного типа пойменные отложения весьма сходны с наблюдавшимися в условиях угленосного карбона. В других случаях, русловые отложения сравнительно маломощны и быстро сменяются в разрезе пестроцветными осадками. Пойменные отложения здесь мало характерны, сильно редуцированы, неяснослоисты, содержат немного полуразложившихся растительных остатков и детрита.

В отличие от песчаников подводных русел отложения данной фации вверх по разрезу сменяются озерно-болотными осадками гумидного характера; лишь один, самый верхний в разрезе (над  $P_3$ , скв. 3, см. фиг. 2) и наименее мощный (порядка 5 м) песчаный горизонт сменяется кверху пестроцветными озерными осадками с признаками засушливости.

#### *Фашия алевролитовых осадков болотных озер в гумидной обстановке*

Отложения этой фации имеют ограниченное развитие и представлены следующими двумя литогенетическими типами.

Алевролиты крупнозернистые серые неяснослоистые, довольно плохо сортированные. Слоистость неправильная линзовидно-волнистая, реже горизонтальная прерывистая. Содержат много обугленных остатков стеблей, от мелких до довольно крупных и грубых детрита, изредка участками встречаются мелкие обрывки листьев. Периодически среди них встречаются карбонатизированные прослои, тяжелые, вскипающие с  $HCl$  в порошке, представлены железистым карбонатом.

Алевролиты этого типа чаще всего образуют маломощные прослои, тесно связанные с осадками реликтовых озер гумидной обстановки; реже они образуют слои мощностью до 5—6 м и в этих случаях обычно залегают в разрезе над прибрежными отложениями мелкого моря или зали-

вов. Макроскопически они сходны с мелководными зарастающими озерами в зоне болот гумидной обстановки.

Алевролиты крупнозернистые неслоистые, плохо сортированные, в слое менее однородны, участками переходят в мелкозернистые. Окраска светло-серая, чаще с зеленоватым оттенком. Характерна ореховатая отдельность, легко рассыпаются на мелкие обломки. Иногда наблюдается комковатая текстура. Обычно содержат лишь мелкие, довольно равномерно рассеянные обугленные растительные остатки и детрит, преимущественно в небольшом количестве. Иногда участками слабо вскипают с HCl. По всем этим признакам алевролиты данного типа похожи на застойные мелководные озера болотной фации гумидной обстановки, отличаясь зеленоватой окраской (табл. VI—I).

В шлифах из зеленовато-серого алевролита этого типа видна большая примесь зерен размерности среднезернистого алевролита и тонко-, реже мелкозернистого песчаника. Зерна сильно корродированы. Цемент преимущественно гидрослюдистый с мелкими обрывками гидратированного и довольно интенсивно хлоритизированного биотита и несколько более крупными пластинками мусковита. Единичные пластинки биотита имеют очень яркую оранжево-красную окраску. Встречаются вытянутые примазки и мелкие сингенетичные обломки очень тонкоchешуйчатой глины с высоким двупреломлением. Среди глинистого цемента присутствуют неправильной формы пятна карбоната с расплывчатыми границами. Карбонат микрозернистый и тонкозернистый (ближе к нижнему пределу), почти исключительно железистый с ничтожной ролью мелких пятен доломита. Отдельные перекристаллизованные зерна встречаются и между пятнами. Наблюдается приуроченность наиболее крупных обломочных зерен к периферии карбонатных пятен, тогда как внутри этих пятен обломочного материала почти нет. Скопления крупных зерен наблюдаются также по краям обломочков тонкоchешуйчатой глины. Растительный детрит присутствует частично в обугленной форме, частично слегка гелифицирован, окружен красновато-коричневым ореолом. Часто детрит пиритизирован, но пирит нацело окислен. Отмечены единичные пластинки биотита, разлагающиеся с выделением железистых гидроксилов.

Алевролиты этого типа образуют маломощные прослои не более 1,0—1,5 м и лишь в одном случае — там, где они залегают непосредственно под углистым аргиллитом, мощность их достигает 3 м. В разрезе связаны с реликтовыми озерами и прибрежно-лагунными отложениями гумидного типа (лежат среди них или над ними). В единичных случаях среди алевролитов данной фации встречаются тонкие корневые остатки, характерные для почвенных горизонтов угленосного карбона. Однако в подавляющем большинстве случаев почвенные горизонты в данных условиях резко отличаются от гумидного типа и выделяются поэтому в самостоятельную фацию.

Характерно, что единичные маломощные прослойки углей и углистых аргиллитов, представляя, по-видимому, локальные аллохтонные образования, не имеют почвенных горизонтов. Они залегают непосредственно на отложениях реликтовых озер гумидного типа либо на озерно-болотных отложениях данной фации, не содержащих корневых остатков.

#### *Фация красноцветных алевритовых осадков застойных озер в гумидной обстановке с признаками засушливости*

Алевролиты этой фации обычно залегают непосредственно на зеленовато-серых алевролитах реликтовых озер, но часто встречаются также в чередовании с пестроцветными горизонтами ископаемых почв. Они представлены двумя литогенетическими типами.

Алевролиты коричнево-красные, чаще всего мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые. Породы неслоисты или скрытослоисты. Скрытослоистая текстура имеет ограниченное развитие и наблюдается только среди более тонкозернистых алевролитов, макроскопически проявляясь лишь в более или менее ровном плитчатом расколе. Неслоистые разновидности алевролитов легко рассыпаются на мелкие остроугольные обломки. Макроскопически растительный материал, как правило, не наблюдается.

В крупнозернистых алевролитах наблюдается потемнение коричневого тона и появление иногда бледно-фиолетового оттенка. В мелкозернистых алевролитах светло-коричневый тон участками преобладает над красным.

В шлифах из скрытослоистых мелкозернистых алевролитов этого типа видна довольно плохая сортировка алевролитовых зерен и большое количество железисто-глинистого цемента. Чешуйки глинистого материала имеют тенденцию к параллельной ориентировке; участками наблюдается микрослоистая текстура, обусловленная чередованием слоечков алевритистой глины и мелкозернистого алевролита с небольшой примесью зерен размерности крупного алевролита и тонкозернистого песка. Глинистый материал представлен крупночешуйчатой гидрослюдой с реликтами сильно гидратированного биотита. Слюдистый материал слегка хлоритизирован.

Наиболее интересной особенностью красноцветных алевролитов, обнаруживающейся под микроскопом, является большое количество содержащегося в них растительного материала, тесно связанного с железистыми гидроокислами. Характер этой связи лучше всего проследить на переходных образцах сложной цветовой гаммы, связывающих осадки данного типа непосредственно с голубовато-серыми алевролитами заливной фации (в единичных случаях выпадения зеленовато-серых алевролитов реликтовых озер).

В шлифах из алевролита среднезернистого, светло-серого с бледно-голубоватым, местами буроватым оттенком, с очень тонкой и неясной мелкой косоволнистой слоистостью видно, что растительный материал представлен лишь очень небольшим количеством черного обугленного детрита. Пластинки гидратированного и довольно интенсивно хлоритизированного биотита изредка несут отчетливые признаки окисления с выделением гидроокислов железа красновато-коричневого цвета. Однако процесс этот получился здесь еще очень слабое развитие, количество вторичных гидроокислов незначительно и почти не сказывается на окраске породы.

В шлифах из алевролита мелкозернистого сложной окраски (основной фон буровато-серый, пятна и примазки блеклых коричнево-красных тонов) видно очень много мелкого растительного материала в форме: а) буровато-черного, слегка гелифицированного детрита — по наслоению; б) частых растительных остатков, ориентированных беспорядочно, гелифицированных с расплывчатыми контурами и коричнево-бурый ореолом. Вокруг и внутри отдельных остатков обычно наблюдается осветленная зона (табл. II—3 и 4); в) коричнево-бурой, сильно гелифицированной массы, более или менее равномерно пропитывающей всю породу. Участками к гелифицированному растительному материалу примешиваются железистые гидроокислы красновато-коричневого тона явно вторичного происхождения, образовавшиеся за счет разложения биотита в неустойчиво-окислительной обстановке. В целом процесс этот выражен здесь интенсивнее, чем в вышеописанном буровато-голубовато-сером алевролите.

Характерно, что в этих переходных образцах разложенные растительные остатки заметны и макроскопически. В голубовато-буровато-сером

алевролите они проявляются в виде тонких, беспорядочно ориентированных оранжево-бурых штришков, окрашивающихся в ярко-фиолетовый цвет при воздействии HCl; реже — в виде более крупных отпечатков, частично замещенных красноцветной минеральной массой, но с хорошо сохранившейся формой стебля (табл. II—5); в пятнисто-бурых алевролитах растительные остатки встречаются в виде извилистых синевато-зеленоватых (бирюзовых) прожилок, в центральной части которых местами видны реликты гелифицированного буроватого материала.

В шлифах из наиболее характерных для данного типа коричнево-красных алевролитов, залегающих над зеленовато-серыми алевролитами и в чередовании с последними, обнаруживается много железистых гидроокислов и довольно большое количество растительного детрита. Распределение обоих компонентов связано с вышеотмеченной микрослоистой текстурой породы. В алевритовых слочках железистые гидроокислы образуют тончайшие примазки, сходные по форме и размерам с крупными чешуйками гидрослюды. Цвета окислов чистые, оранжево-красновато-коричневые. Растительный детрит здесь находится в первично окисленном негелифицированном состоянии. В глинисто-слюдистых слочках железистые гидроокислы примешиваются к гелифицированному растительному материалу, что обуславливает более темную их окраску, которая в отраженном свете отличается тусклыми тонами с резким преобладанием коричневой гаммы.

Иногда железистые гидроокислы в соединении с гелифицированным растительным материалом обнаруживают более или менее интенсивную тенденцию к агломерации, образуя плотные, иногда почти кристаллические пластинки темно-коричневого цвета, напоминающие стяжения гидрогетита. Подобные пластинки имеют форму и размеры растительного детрита, представляя, по-видимому, своеобразные псевдоморфозы по детриту.

В шлифах из неслоистого коричнево-красного мелкозернистого глинистого алевролита со слабо ориентированной или беспорядочной микро-текстурой, залегающего непосредственно под красноцветным почвенным горизонтом, обильные гидроокислы железа, преимущественно хлопьевидной формы, и большое количество растительного материала распределены довольно равномерно. Здесь наблюдаются еще более разнообразные формы соединения железистых гидроокислов с более или менее гелифицированным растительным материалом. Часто встречаются очень сильно гелифицированные растительные остатки, органическое вещество которых в соединении с гидроокислами железа образует вытянутые, иногда причудливо деформированные примазки, что свидетельствует об относительно большей подвижности железо-органических соединений. Роль железистых гидроокислов в подобных соединениях заметно повышается, что проявляется в более ярких тонах окраски с интенсивно выраженным красноватым оттенком. Отчетливо выражена и тенденция к агломерации, чаще встречаются раскристаллизованные агрегаты, имеющие по-прежнему форму и размерность растительных обрывков. Обугленные растительные частички с четкими контурами встречаются заметно реже. Мощность отдельных слоев алевролитов данного типа обычно менее 1 м.

Алевролиты пестроцветно-пятнистые сложены преимущественно средне- и крупнозернистыми разностями с подчиненным участием мелкозернистых алевролитов и глин. В отдельных слоях неоднородны, наблюдаются частые изменения гранулометрического состава. Породы неслоисты, раскол остроугольный, текстура иногда слегка комковатая.

Весьма характерна пятнистая окраска с попеременным преобладанием то зеленоватых, то красноцветных тонов. Зеленоватая окраска

меняется от светло-зеленоватой до более яркой, едко-зеленоватой, с примесью синеватого оттенка («бирюзовый» тон). Красноцветная окраска имеет коричневатые оттенки, более интенсивные и разнообразные, чем в вышеописанном типе, изменяющиеся от темно-коричневого в алевролитах крупнозернистых до светло-коричневого и бурого в более тонких разностях. Иногда участками светло-коричневые и бурые тона становятся резко преобладающими. В единичных случаях красноцветная окраска приобретает фиолетовый оттенок.

Характерно, что светло-зеленый тон встречается только в алевролитах с резким преобладанием зеленоцветной окраски, которые отличаются и несколько более ровным расколом, тяготея к типу зеленовато-серых алевролитов фации реликтовых озер. Красноцветные участки в подобных алевролитах имеют форму плосколинзовидных примазок по наслоению и по тону близки к типу коричнево-красных алевролитов данной фации. Бирюзовая окраска, наоборот, наблюдается только среди существенно красноцветных алевролитов и всегда имеет локальный характер; участки бирюзового цвета имеют форму неправильно округлых пятен, разводов или прожилок, резко выделяющихся на преобладающем коричнево-красном фоне. Иногда бирюзовые прожилки имеют более или менее отчетливо выраженную форму растительных остатков или же приурочены к тончайшим трещинкам в породе. Закономерной связи между цветовыми границами и изменениями гранулометрического состава породы не наблюдается.

Под микроскопом красноцветные участки данного типа в общем очень похожи на коричнево-красные алевролиты вышеописанного типа. Наблюдается лишь повышение роли железистых гидроокислов в различных формах их соединения с гелифицированным органическим веществом, что сказывается в более интенсивном проявлении местами оранжево-красной гаммы. Слегка повышается также интенсивность агломерации, единичные мелкие кристаллические агрегаты приобретают уже рудный блеск. На зеленоватых участках железистые гидроокислы почти отсутствуют. Наблюдаются лишь мелкие желтовато-бледно-оранжевые примазки и зерна, причем форма последних совершенно аналогична красновато-коричневым кристаллическим псевдоморфозам по растительному детриту.

Пятнистые алевролиты образуют маломощные прослои, не превышающие 1,0—1,5 м. Они многократно чередуются в разрезе с типом коричнево-красных алевролитов и с пестроцветными почвенными горизонтами. Несмотря на тесную связь обоих литогенетических типов данной фации в разрезе, в отдельных наиболее полных озерных ритмах наблюдается закономерно повторяющаяся последовательность их залегания, а именно: в основании ритма залегают зеленовато-серые алевролиты фации реликтовых озер, сверху они начинают чередоваться с коричнево-красными алевролитами, изредка образуя своеобразные алевролиты крупного переслаивания с неправильно линзовидными, иногда расплывчатыми цветовыми границами; при этом мощность красноцветных прослоев постепенно нарастает за счет зеленоцветных. В этом чередовании могут принимать участие и пятнистые разности. Завершается весь этот комплекс почвенным горизонтом, также обычно содержащим прослой пятнистых алевролитов.

Мощность подобных полных ритмов порядка 5—7 м, в единичных случаях достигает 12—15 м (за счет широкого развития зеленовато-серых алевролитов реликтовых озер основания этих ритмов). Детали строения озерных ритмов изменяются на близких расстояниях, что сопровождается обычно выпадением отдельных типов и сокращением мощности ритмов.

*Фацция красноцветных глинистых осадков  
застойных озер в слабоаридной обстановке*

Представлена типом комковатых глин темно-вишневой окраски с фиолетовым оттенком, на фоне которой выделяются пятна и многочисленные тонкие прожилки бирюзово-серого цвета. Встречаются почти чисто глинистые и алевритистые разности.

Глины с единичными очень мелкими алевритовыми зернами имеют более ровный раскол, иногда приближающийся к плитчатому, слабо выраженную комковатость. На свежем поперечном расколе иногда различается тонкая линзовидная слоистость. Осветленные (редуцированные) прожилочки ориентированы преимущественно по наслоению, реже под углом к нему (табл. VIII—1).

Глины крупночешуйчатые в основном хлоритово-гидрослюдистые. Ориентировка глинистых чешуек беспорядочная. Изредка встречаются включения ожелезненного алевритового материала в форме тонких трубочек (диаметром до 1,5 мм), перпендикулярных наслоению, которые представляют, по-видимому, выполнения ходов каких-то прибрежных организмов. Глинистые чешуйки огибают эти включения. Железистые гидроокислы обильны, распределены неравномерно, в форме четковидных прослоев (на участках с микрослоистой текстурой) и менее правильных пятен различной концентрации. Окраска окислов изменяется от грязновато-желтых тонов до грязновато-коричневых со слабым красноватым оттенком. В округлых стяжениях максимальной концентрации окраска темно-коричневая, в центре их иногда появляется рудный блеск.

В единичных образцах наблюдались редкие мелкие пятна криптозернистого доломита.

Осветленные, явно редуцированные участки вытягиваются вдоль трещинок, иногда выраженных макроскопически в виде трещин усыхания (табл. VIII—2), обычно также окаймляют трубчатые алевритовые включения (табл. VIII—3); реже образуют тонкие ветвящиеся прожилки, очень похожие на корешки растений. Характерно, что довольно часто около таких серых прожилок наблюдается изгиб линзовидно-волнистого рисунка железистых гидроокислов, подобный деформации первичной текстуры осадка корнями растений.

Алевритистые глины отличаются большей пестротой окраски за счет появления в некоторых случаях пятен более светлых буровато-вишневых, реже зеленовато-охристых тонов. Характерен также неровный раскол с остроугольно-ступенчатой поверхностью, отсутствие слоистости, более комковатая текстура (табл. VIII—4).

Алевритовая примесь распределена неравномерно, кучкообразно; зерна плохо сортированы, преобладает мелкозернистая размерность, но довольно часто встречаются зерна до 0,06 мм и редкие зерна до 0,15 мм. Минеральный состав отличается присутствием слюд, интенсивной хлоритизацией по биотиту, а также наличием лептохлоритов. Последние наиболее обильны в глинах с большим количеством мелкоалевритовой примеси и, по-видимому, обуславливают макроскопически заметные в породе охристо-зеленоватые пятна, вообще не характерные для данного типа.

Железистые гидроокислы в общем того же характера, отличаются еще более пятнистым распределением, с постепенными переходами от слабых концентраций к интенсивным, вплоть до плотных кристаллических образований с рудным блеском. На участках сгущения окислов алевритовой примеси значительно меньше. Местами можно наблюдать реликты параллельно ориентированной микротекстуры глинистых минералов, нарушенной интенсивными перемещениями железистых окислов в

диагенезе. Однако в преобладающей массе микротекстура беспорядочная. Встречается довольно много мелких окисленных рудных зерен. Редуцированные участки имеют в общем тот же характер. Иногда они приурочены к трещинкам или огибают пятна обезвоженных окислов железа с рудным блеском. В единичном случае, среди алевритистых глин, тяготеющих к нижеописываемой фации осадков с признаками почвообразования, встречен прослой мощностью 0,10 м, с многочисленными округлыми стяжениями (бобовинами) перекристаллизованных окислов железа, типа гетита, с интенсивным рудным блеском; диаметр стяжений до 5—6 мм (табл. VIII—5 и 6).

Отложения этой фации по всем признакам очень похожи на темно-вишневые глины лагунно-озерной фации. Наиболее существенными отличиями являются: появление вторичных рудных образований (обуславливающих фиолетовый оттенок породы) за счет стяжений, дегидратации и перекристаллизации железистых гидроокислов; появление трубчатых включений, свидетельствующих о крайнем мелководье; увеличение следов растительного материала (в форме бирюзово-серых прожилков) при одновременном исчезновении остатков обугленной растительной ткани; ухудшение сортировки зерен и беспорядочная микротекстура. Все это указывает на режим мелких полужастойных зарастающих озер.

*Фация пестроцветных глинисто-алевритовых осадков  
зарастающих озер (ископаемых почв)  
в гумидной обстановке с признаками засухливости*

Отложения этой фации представлены плохо сортированными алевритами с большим количеством глинистого цемента, участками переходящими в алевритистые глины. Макроскопически породы выглядят чаще всего как крупнозернистые алевролиты, однако просмотр шлифов показал, что крупноалевритовая фракция с примесью тонкопесчаных зерен имеет подчиненное развитие, а преобладает обычно средне- и мелкозернистая. Завышение зернистости при макроскопических определениях обусловлено, по-видимому, очень неравномерным кучкообразным распределением зерен, причем к местам их скопления приурочиваются наиболее крупные зерна (табл. VII и 4 и 5).

Породы окрашены в зеленовато-серые и красноцветные тона разнообразных оттенков с характерной для данного типа блеклостью цветовой гаммы.

В подавляющей массе породы неслоисты, реже — с реликтами очень неправильной нарушенной слоистости (табл. VI—6), комковаты, отдельные прослои легко рассыпаются в неправильно-остроугольную или ореховатую крошку. Очень часто видны зеркала скольжения. Растительный материал макроскопически мало заметен и обнаруживается главным образом на свежем расколе в виде тонких обугленных корешков, частично разрушенных и замещенных минеральной массой различной окраски, обычно более или менее резко отличающейся от окраски вмещающей породы. Чаще всего реликты обугленной растительной ткани обнаруживаются среди прожилков бирюзовой, красновато-фиолетовой, зеленовато-охристой или золотисто-охристой окраски. На светлоокрашенных участках иногда видно небольшое количество обугленного детрита.

Одной из наиболее характерных особенностей пород данной фации является постоянное присутствие в них большого количества карбонатных конкреций разнообразных размеров и форм (табл. VI—2 и 3) вплоть до мельчайших включений типа ооидов или микроконкреций (табл. VII—5). Последние, по-видимому, также являются причиной более грубозернистого облика породы.



Как макроскопические, так и в особенности микроскопические признаки пород обнаруживают закономерные изменения по мере перехода от зеленоцветных слоев к красноцветным.

К слоям, сложенным преимущественно зеленоцветными алевролитами с преобладанием светло-зеленой окраски, на фоне которой встречаются редкие пятна или прожилки бирюзового и красноцветного тонов, приурочена основная масса обугленного растительного материала, в том числе тонких корешков, хотя и здесь большая часть растительности частично или полностью минерализована. Конкреции в этой разновидности преимущественно мелкие, округло-овальной формы, неравномерно перекристаллизованы, состав их либо чисто доломитовый, либо представлен слабозелезистым доломитом, причем эти изменения не зависят от структуры карбоната. Наблюдается отчетливая приуроченность карбонатных конкреций к участкам с пониженным содержанием растительности. В редких случаях залегания этих алевролитов над озерными или баровыми отложениями гумидной обстановки в них различается очень неясная нарушенная слоистость, унаследованная от подстилающих отложений, и чаще встречаются обугленные растительные остатки.

Цемент алевролитов глинистый, представлен крупно- и среднезернистой гидрослюдой с частыми обрывками гидратированного и хлоритизированного биотита. Микротекстура глин преимущественно беспорядочная, особенно вблизи карбонатных включений. Встречаются пятна лептохлоритов. Мелкие растительные остатки иногда слегка гелифицированы (до буроватого ореола), в других случаях по ним развился сильно окисленный пирит; изредка встречаются мелкие выделения неокисленного пирита, также приуроченные к растительным обрывкам.

В пестроцветно-пятнистых слоях с примерно равным соотношением зеленоцветного и красноцветного материала об остатках стеблей и корешков можно судить лишь по соответствующей форме прожилков бирюзового или зеленовато-охристого цвета, встречающихся в большом количестве. Обугленный растительный материал макроскопически не различим. Карбонатные включения имеют преимущественно неправильную корнеобразную форму, сложены, чаще всего, доломитом.

В шлифах из зеленовато-серой алевритистой глины, испещренной коричневато-красными прожилками со слабым фиолетовым оттенком, отчетливо видно (табл. VI—5), что эти прожилки обусловлены гидроокислами железа, приуроченными к тонким разрушенным корешкам. Характерная ветвящаяся форма прожилков хорошо заметна на полированной поверхности шлифа и невооруженным глазом (табл. VI—4). В центре наиболее толстых прожилков сохранилась фюзенизированная растительная ткань. Вокруг нее видны обильные железистые гидроокислы коричнево-красного цвета, который слегка тускнеет лишь у самого контакта с растительным остатком. С удалением от последнего железистые гидроокислы быстро убывают вплоть до полного исчезновения. В еще более тонких боковых ответвлениях жорня растительная ткань хуже сохранилась, раздроблена, отдельные частички несколько перемещены; на ее месте часто видна осветленная зона. Вокруг таких участков развиваются пятна лептохлоритов, чистых железистых окислов почти нет. Отдельные мелкие растительные обрывки, удаленные от основного жорня, встречаются среди совершенно светлой глинистой массы.

Таким образом, в данном случае совершенно ясно, что гидроокислы железа поступали в породу по корневым остаткам. При этом характерно, что растительная ткань почти не несет признаков гелификации; разрушение ее шло главным образом путем раздробления. Соединения окислов железа с коллоидальным органическим веществом имеют здесь слабое развитие; преимущественно наблюдается либо фюзенизированное

растительное вещество, либо чистые гидроокислы железа. Макроскопически заметные бирюзовые прожилки под микроскопом представляют осветленные полоски глинистого материала среди сильно ожелезненных участков в приконтактной зоне с растительным остатком; вторичное происхождение их не вызывает сомнений.

В шлифах из блекло-буроватого алевролита с прожилками бирюзового наблюдаются неправильно-линзовидная микрослоистость за счет чередования слоев слабоалевритистой глины и плохо сортированного мелко- и среднезернистого глинистого алевролита. К последним приурочено немного растительного детрита и беспорядочная ориентировка глинистых (гидрослюдистых) чешуек. Блекло-буроватая окраска обусловлена бледными оранжево-желтыми аморфными гидроокислами железа, местами подмешанными к глинистому материалу. Они образуют очень прихотливой формы участки, резко граничащие с совершенно светлым глинистым цементом и не связанные с микрослоистостью.

В шлифах из алевритистой глины с более интенсивным буровато-красноватым тоном, представленной среднечешуйчатой гидрослюдой с беспорядочной микротекстурой, видны интересные соотношения между карбонатными включениями и коричнево-красными гидроокислами железа; последние приурочены к периферическим участкам доломитовых включений, сложенных железистым карбонатом (табл. XII—1). При этом создается впечатление, что гидроокислы железа проникли в породу по сети мельчайших трещинок, развившихся на контакте с карбонатными включениями. Однако в целом подобное вторичное обогащение доломитовых конкреций железом мало характерно.

В красноцветных слоях, где наблюдаются лишь редкие бирюзовые пятна и прожилки, более или менее отчетливые следы растительного материала как в виде соответствующей формы цветковых прожилок, так и в виде замещенных карбонатным материалом встречается реже. Конкрекции преимущественно мелкие, овально-округлой формы.

В шлифах заметно ухудшение сортировки (по сравнению с зеленоцветным типом) и более резкое проявление кучкообразной текстуры с тенденцией образования отдельных скоплений вокруг зерен наиболее крупных размеров (табл. VII—5). Встречаются неокатанные сингенетичные включения тонкочешуйчатой глины с высоким двупреломлением, иногда окаймленные (с одной стороны) гидроокислами железа. В единичных образцах такая глина, состоящая из отдельных обломков с различной оптической ориентировкой, преобладает. В этих случаях наряду с алевритовой примесью встречаются угловатые зерна мелко- и среднепесчаной размерности, сортировка их совершенно отсутствует, распределены они очень неравномерно, приурочиваясь к контактам между глинистыми обломками и к периферии карбонатных пятен, реже встречаясь внутри последних. Микротекстура глинистого материала беспорядочная.

Карбонатные пятна в цементе преимущественно сложены доломитом, более или менее перекристаллизованным. Железистый карбонат в ничтожных количествах иногда подмешивается к отдельным крупным кристаллам доломита, образуя расплывчатые пятнышки, приуроченные к мельчайшим трещинкам (секущим спайность) в кристалле (табл. XII—2), иногда железистым карбонатом сложены мелкие пятна микрозернистого карбоната, встречающиеся среди доломита, представленного как микро-, так и тонкозернистой размерностями. В других случаях среди преобладающей массы пятен, сложенных доломитом, встречаются отдельные пятна неправильной формы, одна часть которых сложена чистым доломитом, а другая — железистым карбонатом. В отдельных шлифах наблюдается только чистый доломит.

Встречается детрит (различающийся только под микроскопом) как в центре сгущений железистых гидроокислов, так и в отдалении от по-

следних. В целом сохранность растительного материала здесь значительно хуже. Большая часть растительных обрывков в шлифах непрозрачна, некоторые просвечивают буровато-красным оттенком, темнеющим в отраженном свете, и лишь изредка наблюдается замещение обрывка железно-органическими соединениями (с сохранением его формы, а иногда и реликтов фюзенизированной растительной ткани).

Гидроокислы железа содержатся в большом количестве, аморфны, хлопьевидны; преобладает яркая окраска от коричнево-красной до буровато-оранжево-красной. Участками окраска тускнеет в связи с примесью к окислам железа органического материала. Растительные остатки здесь слегка гелифицированы, буроваты. Подобные тусклые участки чаще наблюдаются в шлифах из алевритов с преобладанием буроватого тона в окраске и не характерны для типа в целом. При большом увеличении видно, что гидроокислы железа состоят из мелких частичек, смешанных с глинистым материалом; по форме и размерам эти частички похожи на чешуйки гидрослюды. В местах скопления более крупных алевритовых зерен встречаются обрывки гидратированного биотита, сильно обесцвеченные, окруженные и пронизанные вытянутыми примазками железистых гидроокислов, явно образовавшихся в связи с разложением биотита. Изредка встречаются сильно плеохроирующие от ярко-оранжевого до красного цветов пластинки биотита.

Наблюдаются разнообразные соотношения железистых гидроокислов с карбонатным материалом микроконкреций. В одних случаях в центральной части конкреций присутствуют зерна слабжелезистого доломита, в более периферийных участках — микрозернистый доломит в смеси с окислами железа, роль которых прогрессивно увеличивается, а периферийная оболочка конкреций сложена чистыми гидроокислами железа интенсивных буровато-коричнево-красных тонов. Или же в центральной части конкреций зерна железистого доломита и чистого доломита наблюдаются среди лептохлорита, а периферийная оболочка представлена также гидроокислами железа. Подобные соотношения указывают на возможное происхождение некоторой части железистых гидроокислов также и за счет окисления железа, содержавшегося в карбонатах.

В других случаях наблюдались правильные ромбоэдры доломита с железистыми гидроокислами в центральной части (табл. XII—3), что явно свидетельствует о более раннем происхождении последних.

Во всех шлифах данной фации наблюдается интенсивная коррозия обломочных зерен.

Довольно часто встречаются осветленные участки, отвечающие макроскопически выраженным бирюзовым прожилкам и пятнам. Прожилки, судя по их форме, образовались, по-видимому, на месте растительных остатков, от которых уже ничего не сохранилось; пятна, как правило, развиваются вокруг карбонатных включений.

Все разновидности пород данной фации образуют маломощные слои, обычно не более 1—2 м; более мощные слои обычно слагаются зеленоцветными разновидностями, изредка они достигают 4—5 м. В разрезе породы данной фации связаны (исключая некоторые слои, сложенные зеленоцветными разновидностями) с пестроцветными осадками зарастающих озер гумидной обстановки с признаками засушливости.

Помимо описанных разновидностей почвенных горизонтов следует отметить еще разновидность пестроцветных алеврито-глинистых отложений с обильными, сильно разрушенными крупными растительными остатками стеблей, замещенными ярко окрашенной минеральной массой (табл. VII—1—4). Это преимущественно глинистые породы с неравномерно распределенной алевритовой примесью, скрытослоистые, изредка с прерывистой горизонтальной слоистостью. Отличаются очень сложной

окраской, обусловленной большим количеством прожилок бирюзового, коричнево-красного, зеленовато- и золотисто-охристого цветов, проявляющихся на пятнистом зеленоцветно-красноцветном фоне. Связь этих прожилок с растительными остатками отчетливо видна под микроскопом. Сохранность фюзенизированной растительной ткани примерно такая же, как в вышеописанном зеленовато-сером образце с тонкими, микроскопически заметными фиолетово-красноватыми корешками. Здесь также наблюдается отчетливая приуроченность железистых гидроокислов, преимущественно чистых коричнево-красных тонов, к полуразрушенным растительным остаткам и исчезновение окислов с удалением от остатков. Местами растительный материал красноватого цвета, местами наблюдаются соединения железо-органического характера. По структурно-текстурным признакам и обилию грубых стеблевых остатков породы очень напоминают тип крайнего мелководья болотных озер гумидного типа. Следует подчеркнуть, что появление этого типа в пестроцветной фации представляет уникальное явление (всего два слоя), на котором мы остановились лишь для того, чтобы подчеркнуть формы нахождения растительного материала в условиях начинающейся аризации климата.

*Фация пестроцветных глинисто-алевроитовых осадков  
пересыхающих озер с признаками почвообразования  
в слабоаридной обстановке*

Глины алевроитистые пестроцветно-жилковатые, комковатые. Макроскопически это плохо сортированная алевроитоглинистая порода, окрашенная в зеленовато-серый, желтовато- или зеленовато-охристый и буровато-вишневый тона. Форма участков какого-либо одного цвета неправильная, но преимущественно в виде удлиненных ветвящихся прожилок, совершенно беспорядочно ориентированных. Преобладают светлые тона. Текстура комковатая. Общий облик породы напоминает тип «подпочвы» угленосного карбона и в то же время рядом переходных разностей она тесно связана с темно-вишневыми глинами озерной фации застойных озер.

Основная масса состоит из глинисто-гидрослюдистого материала в смеси с гидроокислами железа; на слабо ожелезненных участках видно, что чешуйки гидрослюд хлоритизированы. Ориентировка глинистых чешуек беспорядочная. Глинистый материал содержит примесь очень неравномерно распределенных и плохо сортированных алевроитовых, реже тонкопесчаных зерен, образующих беспорядочно ориентированные линзы и причудливой формы пятна. В составе зерен резко доминирует кварц.

Железистые гидроокислы распределены еще более неравномерно (по сравнению с озерной фацией), подчеркивая флюидальноподобную нарушенную микротекстуру породы (табл. IX—1 и 2). Участками (в шлифах) видно, что железистые окислы приурочиваются к мелкочешуйчатому глинистому материалу. Однако на других участках, обогащенных алевроитовой примесью, железистые окислы огибают сгущения алевроитовых зерен, проникая иногда и в центральные их части; в результате создается впечатление, что железистые окислы здесь дополнительно перемещались в связи с процессами, резко нарушавшими первичную текстуру осадка, выбирая при этом более пористые алевроитистые участки. Причиной резких нарушений текстуры очевидно были почвообразовательные процессы и, в частности, появление автохтонной растительности. Встречаются вторичные рудные новообразования за счет стяжения и раскристаллизации железистых гидроокислов. Цвета окислов изменяются от желтых до красновато-коричневых. Наряду с гидроокислами железа в большом количестве содержатся лептохлориты, при-

чем на контакте с последними железистые гидроокислы приобретают грязно-бурую блеклую окраску.

В породах наблюдаются признаки интенсивной редукции и наряду с этим признаки окисления, выраженные достаточно отчетливо, но играющие подчиненную роль. Усиление редукции выражается в увеличении количества осветленных участков. При этом можно наблюдать как четко ограниченные осветленные линзочки, иногда с реликтами красных гидроокислов железа в центральной части (табл. IX—3), так и более постепенные переходы осветленных линзочек в гидроокислы железа, окруженные ореолом лептохлоритов. Вторичному окислению подвергаются пластинчатые агрегаты хорошо ограненных рудных зерен типа ильменита, содержащиеся в большом количестве и на полностью осветленных участках.

Алевролиты блекло-пятнистые с брекчированной текстурой. Алевролиты окрашены в различные оттенки блеклых розовато-красновато-вишневых, постепенно переходящих друг в друга тонов, на фоне которых отчетливо выделяются пятна очень неправильной формы зеленовато-серого цвета. Породы неслоисты, с очень неправильным расколом и остроугольно-бугорчатой поверхностью, комковаты, более или менее интенсивно перемяты (табл. X—1).

Сортировка зерен плохая, преобладающий размер 0,015—0,12 мм, изредка встречаются зерна до 0,25 мм. Постоянно присутствуют включения глинистого, иногда обогащенного мелкоалевритовой примесью материала неправильной, чаще всего вытянутой формы (табл. X—2). Преимущественно эти включения совершенно не окатаны, нечетко отграничены от вмещающей породы и имеют явно сингенетичный характер, реже слегка окатаны и окружены гидроокислами железа. Размер включений обычно не превышает 1 мм, но иногда встречаются и более крупные включения, позволяющие уловить слабо брекчированную текстуру породы макроскопически. Минеральный состав отличается присутствием сильно разрушенных слюд, причем биотит частично хлоритизирован (что хорошо видно на осветленных редуцированных участках), но в значительно большей степени замещен ярко-красными окислами железа. Изредка встречаются мелкие пятна лептохлоритов, не характерных для этого типа. Основная масса цемента представлена ожелезненным гидрослюдистым материалом. Среди глинистых включений изредка встречаются нежелезные, сложенные тонкочешуйчатым, сильно двупреломляющим материалом.

Железистые гидроокислы имеют чистые оранжево-красные тона и пятнисто-хлопьевидное строение. Пятна и хлопья имеют более интенсивную ярко-красную окраску, отчетливо выделяющуюся на общем оранжевом фоне. На участках, где их больше, краснеет и общий фон. Среди этой яркой оранжево-красной массы совершенно аморфного строения содержится большое количество мелких пятен и примазок темно- или коричневатого-красного цвета с более или менее ярко выраженным рудным блеском. Часть этих пятен возможно образовалась за счет окисления рудных зерен типа магнетита, встречающихся в неокисленном виде на осветленных редуцированных участках. Другая часть пятен имеет несколько более крупные размеры, округлые формы и включает иногда зерна кварца, что указывает на образование их путем стяжения и кристаллизации окислов железа (табл. X—3). Местами, однако, отчетливо видно, что подобные стяжения начинают развиваться на участках скопления окисленных зерен, что позволяет считать их более поздними образованиями, использовавшими железистые окислы, выделявшиеся при окислении обломочных рудных зерен.

Значительная часть пластинчатообразных примазок железистых окислов образовалась за счет разложения пластинок биотита. Весьма

характерно, что все эти мелкие раскристаллизованные включения железистых окислов резко отграничены от окружающей массы значительно более светлых аморфных гидроокислов железа. Это отличает их от оруденелых стяжений, широко развитых в темно-вишневых глинах озерной фации (которые связаны очень постепенными переходами с окружающей массой железистых гидроокислов), и свидетельствует о большей интенсивности процесса кристаллизации. Другой отличительной особенностью является нечеткость границ редуцированных участков и неопределенность их формы, совершенно не связывающейся с растительными остатками.

В целом в породах данного типа значительно ярче выражены процессы вторичного окисления, чем процессы редукции.

Породы обоих типов довольно часто образуют чередование в пределах одного слоя, что подтверждает близость условий их образования. В то же время не менее часто они встречаются в качестве самостоятельных слоев и в этих случаях обнаруживают тяготение к различным фациальным комплексам и интервалам разреза.

Пестроцветные породы первого типа в разрезе, а также по совокупности всех генетических признаков тесно связаны с отложениями фации застойных озер. Они выражают условия дальнейшей прогрессирующей застойности и зарастания этих озер растительностью. Подобные зарастающие водоемы не имели широкого площадного развития, приурочиваясь к пониженным участкам рельефа суши.

Пятнистые алевролиты с брекчированной текстурой, не содержащие следов растительного материала, по всем признакам напоминают отложения фации сухих равнин, выделенных, например, в верхней — пестроцветной и практически безугольной шаханской свите Карагандинского бассейна (Коперина, 1956). Скорее всего это были пересыхающие озера, занимавшие относительно более высокие участки суши, обедненные растительностью. Процессы почвообразования сопровождались здесь главным образом разложением железосодержащих минералов и обогащением осадка железистыми окислами, позднее интенсивно стягивавшимися и раскристаллизовавшимся.

### Глава III.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Горизонты карбонатных пород небольшой мощности встречаются в гумидной обстановке верхнего карбона и в слабоаридной обстановке картамышской свиты (в ее верхней части). В гумидной обстановке с признаками засушливости редкие карбонатные горизонты, как правило, отмечаются лишь по каротажу и часто замещаются слабоизвестковистыми алевролитами со следами выщелоченной фауны. В одном из таких алевролитов нами было обнаружено до 1%  $P_2O_5$ .

Как в гумидной, так и в слабоаридной обстановках карбонатные горизонты содержат терригенную примесь, имеют сложный химический и минеральный состав с преобладанием доломита (роль которого повышается в слабоаридной обстановке) и в целом представляют относительно мелководные и прибрежные отложения водоемов, в той или иной степени отгороженных от открытого моря.

В гумидной обстановке выделяются группы органогенных, хемогенно-глинистых, песчано-алевритовых и обломочных карбонатных пород. Анализ генетических признаков показывает, что все эти группы, за исключением песчано-алевритовых карбонатных пород, имеют значение отдельных фаций: мелкого моря и открытых заливов, полузакрытых

Таблица 5

Генетические типы и фации карбонатных пород  
в различных климатических обстановках

| Фация                           | Тип | Гумидная   | Тип | Слабоаридная  |
|---------------------------------|-----|--|-----|---|
| Мелкого моря и открытых заливов | 1Г  | Серые детритусовые известняки  | 1а  | Серые микрозернистые известняки   |
|                                 | 2Г  | Буровато-серые детритусово-водорослевые доломиты с пиритом и растительными остатками | 2а  | » » доломиты  |
|                                 | 3Г  | Темно-серые грубодетритусовые доломиты   | 3а  | Серые криптозернистые известняки алевритистые   |
|                                 | 4Г  | Серые грубодетритусовые доломиты известковые, сильноалевритовые                      | 4а  | Зеленовато-серые детритусовые известняки доломитовые, алевритистые                    |
| Полузакрытых заливов и лагун    | 5Г  | Буровато-темно-серые доломиты анкеритизированные, глинистые до сильноглинистых       | 5а  | Темно-серые грубодетритусовые известняки доломитовые с реликтами обломочной структуры |
|                                 | 6Г  | Серые доломиты анкеритизированные, сильнопесчаные                                    | 6а  | Буровато-серые доломиты известковистые с обильной терригенной примесью                |
|                                 |     |  | 7а  | Буровато-серые доломиты сильноалевритовые   |
| Озер                            | 7Г  | Зеленовато-серые обломочные доломиты, сильно анкеритизированные, алевритистые        | 8а  | Темновато-серые доломиты с сульфатами   |

залитов и лагуи, реликтовых озер. При этом обломочные карбонаты последней фации имеют очень ограниченное развитие. Песчано-алевритовые карбонаты могут относиться к отложениям различных фаций и иметь соответственно резко различный химический состав.

В слабоаридной обстановке можно выделить те же три фации, но представленные другими группами. Главное отличие заключается в широком развитии чисто хемогенной группы, представляющей основную массу карбонатных пород фации мелкого моря и открытых залитов при резко подчиненной роли органогенной группы. В отличие от гумидной обстановки, хемогенные карбонаты представлены здесь также и в озерной фации. Фация полузакритых залитов и лагуи выражена почти исключительно группой алевритовых карбонатов, получившей, таким образом, здесь самостоятельное значение. Генетические типы и фации карбонатных пород показаны на табл. 5.

#### *Фация мелкого моря и открытых залитов в гумидной обстановке*

Среди органогенных карбонатов этой фации можно выделить четыре литогенетических типа, различающихся по характеру органического материала, терригенной примеси и химико-минералогическому составу.

Тип 1г. Серые детритусовые известняки (верхняя часть горизонта  $P_4^1$  по скв. 1). Это довольно однородные, хорошо вскипающие с HCl породы с макроскопически различным раковинным детритусом.

Фауна преимущественно перекристаллизована, но все же устанавливается довольно разнообразный комплекс, представленный обрывками мелкосетчатых мшанок, обломками пеллеципод и брахиопод, члениками криноидей, а также целыми раковинами тонкостворчатых остракод, гастропод и редкими мелкими фораминиферами. В небольшом количестве содержатся обрывки водорослей. Изредка встречается полуразложные растительные остатки. Довольно часто присутствуют выделения пирита, а также мелкие включения гипса, приуроченные к водорослям.

Химический и минералогический составы резко отличаются от составов всех других типов карбонатных пород высоким содержанием чистого кальцита, резко пониженным содержанием  $MgCO_3$  и очень низким содержанием  $FeCO_3$ ; терригенная примесь практически отсутствует (табл. 6, обр. 22д/1).

Тип 2г. Буровато-серые детритусово-водорослевые доломиты с обильными пиритом и растительными остатками (горизонт  $P_4^1$  по скв. 1 и 6). Породы этого типа серые со слабым буроватым оттенком, комковатые, участками неяснослоистые, алевритистые. Содержат большое количество раковинного детритуса, в том числе криноидей; пиритизированы. С HCl вскипают только в порошок.

Под микроскопом видны многочисленные обрывки водорослей, а также криноидей, обломки мшанок и целые остракоды. Перекристаллизация довольно слабая, в цементе преобладает микрозернистый и тонкозернистый карбонат.

Химический состав карбонатов характеризуется высоким содержанием  $MgCO_3$  и повышенным  $FeCO_3$  (табл. 6, обр. 18/6). Окрашивание в шлифах показало, что основная масса карбонатов представлена доломитом (который слагает все наиболее крупные кристаллы) и в меньшей мере кальцитом (занимающим не менее 20% от всей площади шлифа); железистые карбонаты приурочиваются только к пятнам пелитоморфной размерности. Терригенная примесь представлена глинистым материалом, содержание ее повышается до 12%. Очень характерной особенностью данного типа является обилие полуразложных растительных остатков, представленных гелеобразной массой оранжево- или



## Химический состав карбонатных горизонтов верхнего карбона (%)

| Фация                           | Тип | Синта                       | Горизонт                         | Глубина, м | № обр./<br>№ скв. | М. н. о. | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | FeO  | MnO     | CO <sub>2</sub> | CaCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | В пересчете на сумму карбонатов |                   |                   |                   | Структурно-генетический тип                               |
|---------------------------------|-----|-----------------------------|----------------------------------|------------|-------------------|----------|-------------------------------|------|------|------|---------|-----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---|
|                                 |     |                             |                                  |            |                   |          |                               |      |      |      |         |                 |                   |                   |                   |                   | CaCO <sub>3</sub>               | MgCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> |   |
| Мелкого моря и открытых заливов | 1Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>4</sub> <sup>1</sup>      | 884,5      | 22д/1             | 1,9      | 0,17                          | 45,6 | 5,6  | 2,2  | Не опр. | 44,3            | 81,3              | 11,6              | 3,5               | Не опр.           | 84,3                            | 12,1              | 3,6               | Не опр.           | Известняк детритусовый                                    |
|                                 | 2Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>4</sub> <sup>1</sup>      | 885,3      | 22б/1             | 4,3      | 0,80                          | 30,4 | 14,6 | 4,9  | » »     | 43,1            | 54,2              | 30,5              | 7,8               | » »               | 58,6                            | 32,9              | 8,5               | » »               | Доломит детритусово-водорослевый                          |
|                                 | 2Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>4</sub> <sup>1</sup>      | 262,6      | 18/6              | 11,7     | 0,93                          | 26,2 | 14,2 | 3,9  | 0,81    | 39,0            | 46,8              | 29,8              | 6,2               | 1,31              | 55,6                            | 35,4              | 7,4               | 1,56              | То же   |
|                                 | 2Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | —                                | 698,8      | 5/6               | 8,7      | 0,79                          | 26,6 | 11,3 | 9,1  | 1,22    | 40,0            | 47,4              | 23,7              | 14,7              | 1,97              | 54,4                            | 27,2              | 17,0              | 1,40              | Доломит сидеритизированный детритусово-водорослевый       |
|                                 | 3Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>4</sub> <sup>1</sup>      | 885,85     | 22/1              | 2,0      | 0,90                          | 31,9 | 14,8 | 5,0  | Не опр. | 44,4            | 56,9              | 30,9              | 8,1               | Не опр.           | 59,4                            | 32,2              | 8,4               | Не опр.           | Доломит грубодетритусовый                                 |
|                                 | 3Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>3</sub>                   | 961,7      | 11/1              | 12,2     | 1,17                          | 27,1 | 12,8 | 5,4  | » »     | 38,3            | 48,4              | 26,3              | 8,8               | » »               | 57,9                            | 31,6              | 10,5              | » »               | То же   |
|                                 | 3Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | —                                | 565,9      | 10/6              | 11,2     | 0,78                          | 25,1 | 11,9 | 9,3  | 1,39    | 39,6            | 44,7              | 24,8              | 15,0              | 2,25              | 52,2                            | 28,8              | 17,4              | 1,62              | Доломит анкеритизированный грубодетритусовый              |
|                                 | 4Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>4</sub> <sup>1</sup>      | 885,6      | 22а/1             | 47,5     | 0,88                          | 12,8 | 5,9  | 3,0  | Не опр. | 17,1            | 22,8              | 11,1              | 3,2               | Не опр.           | 61,4                            | 29,9              | 8,7               | Не опр.           | Доломит известковый сильноалевритовый                     |
| Полузакрытых заливов и лагун    | 5Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>5</sub>                   | 222,6      | 19а/6             | 23,2     | 1,54                          | 20,9 | 7,4  | 5,2  | 0,88    | 28,8            | 37,2              | 15,6              | 8,3               | 1,42              | 59,7                            | 24,9              | 13,1              | 2,27              | Доломит анкеритизированный глинистый, до сильноглинистого |
|                                 | 5Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>5</sub> <sup>3</sup>      | 84,3       | 22/6              | 30,8     | 2,11                          | 19,7 | 9,0  | 5,4  | 1,03    | 28,0            | 35,1              | 16,5              | 8,8               | 1,67              | 56,5                            | 26,7              | 14,1              | 2,70              | То же   |
|                                 | 5Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>5</sub> <sup>1</sup> н.п* | 166,1      | 21/6              | 38,6     | 1,04                          | 16,1 | 7,8  | 4,9  | 0,62    | 23,3            | 28,7              | 13,8              | 8,0               | 1,00              | 55,9                            | 26,8              | 15,4              | 1,94              | » »   |
|                                 | 5Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>5</sub> <sup>1</sup> в.п. | 162,6      | 21б/6             | 47,9     | 0,80                          | 12,5 | 6,3  | 4,5  | 0,43    | 18,1            | 22,3              | 10,0              | 7,2               | 0,70              | 55,4                            | 24,9              | 18,0              | 1,74              | » »   |
|                                 | 6Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | P <sub>1</sub>                   | 431,5      | 9б/3              | 59,9     | 1,10                          | 10,7 | 4,8  | 5,2  | Не опр. | 16,6            | 19,1              | 9,3               | 8,4               | Не опр.           | 51,9                            | 25,3              | 22,8              | Не опр.           | Песчаник с доломито-анкерито-сульфидным цементом          |
| Озер                            | 7Г  | C <sub>3</sub> <sup>3</sup> | —                                | 548,5      | 12/6              | 23,5     | 1,25                          | 14,3 | 9,0  | 16,3 | 1,22    | 31,3            | 25,6              | 17,9              | 26,3              | 1,98              | 36,0                            | 25,2              | 37,1              | 1,73              | Доломит алевритистый, сильно анкеритизированный           |

\* н. п. — нижняя пачка; в. п. — верхняя пачка.

красно-коричневого цвета с несколько расплывшимися контурами, сохраняющими еще, однако, типичную конфигурацию стебельков растений. По этим растительным остаткам, а также по фауне развивается обильный пирит. Среди мелких выделений пирита различается небольшое количество черного непрозрачного мелкого растительного детрита, в целом не характерного для данного типа. Часто встречаются включения гипса, обычно развивающиеся по фауне и иногда образующие тонкое переслаивание с относительно крупными кристаллами доломита.

Пиритизация в сочетании с полуразложившимися растительными остатками придает очень своеобразный облик породе под микроскопом, что позволило нам использовать данный горизонт как опорный при увязке изученных скважин. Несколько ниже по разрезу горизонт  $P_4^1$  (в скв. 1) переходит в детритусово-криноидную разновидность сходного химического состава (см. табл. 6, обр. 226/1), но отличающуюся почти полным отсутствием свободного кальцита. Эта разновидность является переходной к нижеописываемому типу  $3г$ , что еще более отчетливо выявляется в самом нижнем из изученных нами горизонтов авиловской свиты  $C_3^2$  (по скв. 6). Преимущественно криноидный состав фауны связывается в этом горизонте с существенным увеличением количества мелкого неразложившегося растительного детрита (черного, непрозрачного) и уменьшением пирита. Характерно, что химический состав горизонта свиты  $C_3^2$  отличается резким увеличением содержания  $FeCO_3$  (см. табл. 6, обр. 5/6). По реакциям окрашивания железистый карбонат составляет до 75%, остальное занимает пелитоморфный кальцит; чистый доломит отсутствует. Железистый карбонат представлен сидеритом ( $Np \approx 1,633$ ).

Тип  $3г$ . Темно-серые грубодетритусовые доломиты (горизонты  $P_3$  по скв. 1 и 3,  $P_4^1$  по скв. 1 и второй снизу горизонт свиты  $C_3^2$  по скв. 6). Макроскопически отличаются темно-серой окраской, отсутствием слоистости, неоднородной текстурой за счет чередования относительно рыхлых и комковатых участков с очень плотными, почти черного цвета. Последние очень слабо вскипают с  $HCl$  даже в порошке.

Под микроскопом виден грубодетритусовый состав породы с большим количеством карбонатного цемента. Фауна преимущественно перекристаллизована, реже инкрустирована черным непрозрачным пылевидным растительным детритом, среди которого рассеяны мелкие рудные зерна, в том числе пирита и халькопирита. В целом тонко перетертая растительная органика содержится в большом количестве, обуславливая темную окраску породы. Следы оруденения также местами заметны макроскопически. В составе неперекристаллизованной фауны различаются членики криноидей, обрывки мшанок, водорослей, в том числе мелких синезеленых, гастроподы. Много перекристаллизованных обломков крупных створок пелеципод или брахиопод (неясно). Иногда подобные крупные обломки имеют псевдохитиновый состав.

Цемент карбонатный с песчано-алевритовой примесью. Карбонат также более или менее сильно и неравномерно перекристаллизован (от тонкозернистого до крупнозернистого); в отдельных образцах с повышенным содержанием терригенной примеси перекристаллизация заметно ослабевает, видны участки мелкозернистого карбоната.

Химический состав карбонатов (см. табл. 6, обр. 11/1, 22/1) близок вышеописанному типу. Судя по слабой вскипаемости породы с  $HCl$  и реакциям окрашивания, чистого кальцита мало. Доломит слагает перекристаллизованные участки и в особенности характерен для монокристаллов, развивающихся по криноидеям. Преобладающая масса карбоната представляет изоморфные смеси железо-магний-кальциевого состава (определен анкерит,  $Ng = 1,697$ ).

Терригенная примесь представлена плохо сортированными зернами размерности от алевролита мелкозернистого до песчаника мелко-, реже среднезернистого. Содержание ее непостоянно (10—25%). Участками встречаются мелкие обломки (до 1 мм) довольно хорошо окатанных карбонатных пород, а также полуразложившиеся растительные остатки темно-коричневого цвета. Характерно, что горизонт свиты  $C_3^2$ , по всем признакам относящийся к данному типу, отличается резким увеличением содержания  $FeCO_3$  при существенном снижении  $MgCO_3$  и незначительном —  $CaCO_3$  (см. табл. 6, обр. 10/6). Реакции окрашивания показали отсутствие в нем чистого кальцита; карбонат представлен доломитом и сложными соединениями железо-магний-кальциевого состава типа анкерита (определен параанкерит  $1,691 > Ng > 1,683$ ). Напомним, что резкое увеличение  $FeCO_3$  было отмечено и для нижележащего горизонта свиты  $C_3^2$  (см. табл. 6, обр. 5/6, тип. 2г).

Тип 4г. Серые грубодетритусовые доломиты известковые, сильноалевритовые (горизонт  $P_4^1$ , скв. 1). Макроскопически виден неравномерно распределенный ракушечный детритус и более крупные обломки, похожие на мшанки. Фауна хорошо вскипает с  $HCl$ ; на участках, где ее мало, порода вскипает только в порошок.

Терригенная примесь, составляющая до 50% от всей массы породы, представлена хорошо сортированными зернами размерности крупнозернистого алевролита (преобладают 0,05—0,08 мм). Промежутки между зернами заняты карбонатом со следами перекристаллизованной фауны (различаются криноиден, остракоды). Довольно много черного непрозрачного растительного детрита, к которому приурочены выделения пирита. Реже пирит окаймляет перекристаллизованные остракоды. В целом пирита также довольно много.

Сильноалевритовые известковые доломиты этого типа не образуют самостоятельных горизонтов, а встречены в виде прослоя среди органогенных доломитов (обр. 22а/1, см. табл. 6). Химический состав их карбонатной части совершенно идентичен составу вмещающих грубодетритусовых доломитов типа 3г (см. обр. 22а/1 и 22/1).

Известняки типа 1г, слагающие верхи наиболее мощного и выдержанного горизонта  $P_4^1$ , по всем признакам отлагались в условиях мелкого моря нормальной или почти нормальной солености, в относительном удалении от берега. Доломиты типов 2г и 3г образовались в мелководных заливах с несколько повышенной минерализацией вод. В разрезе и на площади они тесно связаны с сильноалевритовыми грубодетритусовыми известковыми доломитами типа 4г. Характерно, что резкое увеличение терригенной примеси в типе 4г почти совершенно не сказывается на химическом и минеральном составе карбонатов. Из этого следует, что сильноалевритовые доломиты представляют аккумулятивные образования типа подводных гряд, той же заливной обстановки, с чем согласуется и хорошая сортировка терригенного материала. Встречающиеся среди карбонатов органогенной группы включения гипса имеют явно вторичный, по-видимому, эпигенетический характер.

#### *Фацция мелкого моря и открытых заливов в слабоаридной обстановке*

Среди пород этой фацции также выделяется 4 генетических типа, существенно отличающиеся, однако, от типов гумидной обстановки.

Тип 1а. Серые микрозернистые известняки (горизонт  $Q_{10}$  по скв. 54). Макроскопически представляют серую, хорошо вскипающую с  $HCl$  породу, в которой местами различается неясная косо-волнистая слоистость, подчеркиваемая тонким растительным детритом.

Под микроскопом видна микрозернистая, участками криптозернистая структура карбонатного материала, представленного главным образом кальцитом, среди которого доломитовые участки образуют неправильной формы пятна; участками наблюдается микропереслаивание доломита с кальцитом. Перекристаллизация очень слабая, перекристаллизованные участки представлены доломитом. Химический состав очень сходен с типом Г гумидной обстановки, отмечается лишь повышенное содержание терригенной глинистой примеси (табл. 7, обр. 85/54).

Органические остатки довольно редки, представлены преимущественно обрывками водорослей с тонкой крустификационной каемочкой кальцита. Встречаются также мелкие растительные остатки яркого оранжево-коричневого цвета (в проходящем свете) и немного черного непрозрачного растительного детрита, к которому приурочиваются редкие выделения пирита. Довольно много очень мелких рудных зерен.

Тип 2<sup>a</sup>. Серые микрозернистые доломиты (горизонты Q<sub>12</sub>, Q<sub>10</sub> — нижняя часть, Q<sub>8</sub> по скв. 54). Макроскопически представляют собой однородные серые, иногда со слабым голубоватым или буроватым оттенком карбонаты, вскипающие с HCl только в порошке, с замедленной реакцией.

Под микроскопом обнаруживают микрозернистую структуру, обычно с более или менее частыми пятнами криптозернистого материала. Доломиты содержат примесь кальцита (см. табл. 7, обр. 206/61, 70/54, 90/54)

Химический состав карбонатных горизонтов

| Фация                           | Тип            | Горизонт        | Глубина, м | № обр./№ скв. | М. н. о. | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | FeO  | MnO     | SO <sub>3</sub> | CO <sub>2</sub> | CaSO <sub>4</sub> |
|---------------------------------|----------------|-----------------|------------|---------------|----------|-------------------------------|------|------|------|---------|-----------------|-----------------|-------------------|
| Мелкого моря и открытых заливов | 3 <sup>a</sup> | Q <sub>10</sub> | 210,9      | 85/54         | 11,8     | 0,51                          | 41,7 | 4,3  | 1,14 | Не опр. | Не опр.         | 37,7            | Не опр.           |
|                                 | 1 <sup>a</sup> | Q <sub>12</sub> | 498,0      | 206/61        | 14,0     | 1,78                          | 26,3 | 14,5 | 1,44 | 0,49    | 0,1             | 37,2            | 0,17              |
|                                 | 1 <sup>a</sup> | Q <sub>12</sub> | 179,0      | 70/54         | 9,9      | 0,57                          | 28,9 | 15,2 | 2,15 | Не опр. | Не опр.         | 40,0            | Не опр.           |
|                                 | 1 <sup>a</sup> | Q <sub>8</sub>  | 236,3      | 90/54         | 9,1      | 0,98                          | 29,2 | 14,7 | 2,93 | » »     | » »             | 40,2            | » »               |
| Полузакрытых заливов и лагун    | 8 <sup>a</sup> | Q <sub>9</sub>  | 228,9      | 88/54         | 13,9     | 0,71                          | 33,4 | 9,7  | 2,15 | Не опр. | Не опр.         | 37,7            | Не опр.           |
|                                 | 7 <sup>a</sup> | Q <sub>11</sub> | 199,3      | 80/54         | 45,6     | 2,92                          | 16,7 | 9,1  | 1,57 | » »     | » »             | 23,7            | » »               |
|                                 | 6 <sup>a</sup> | Q <sub>7</sub>  | 313,6      | 108/54        | 54,8     | 0,94                          | 12,5 | 7,4  | 2,29 | » »     | » »             | 18,5            | » »               |
| Озер                            | 2 <sup>a</sup> | Без индекса     | 386,1      | 131/54        | 5,7      | 0,30                          | 31,0 | 15,3 | 0,36 | Не опр. | 2,54            | 39,3            | 4,31              |

примерно той же размерности, иногда несколько мельче. Перекристаллизация слабая, главным образом по органическим остаткам; перекристаллизованные участки имеют доломитовый состав. Текстура чаще однородная, реже неяснопятнистая за счет чередования крипто- и микрозернистого материала, участками слегка перекристаллизованного до тонкозернистой размерности. Фаунистические остатки редкие, нацело перекристаллизованные, преимущественно неопределимые, среди них иногда различаются остракоды. В наиболее однородных разностях микрозернистого доломита фауна отсутствует.

Растительный материал содержится в форме мелкого детрита, чаще всего в небольшом количестве. В образцах наиболее однородных доломитов без фауны растительный материал измельчен до степени пыли. В пятнистых доломитах содержание его заметно больше. Терригенная примесь составляет 9—12%, представлена глинистым материалом; лишь в некоторых образцах отмечаются единичные зерна размерности мелкозернистого алевролита.

Во всех образцах содержится довольно много пирита в форме мелких включений, главным образом по растительным остаткам; соответственно содержание пирита увеличивается с увеличением растительного материала. В единичных образцах, где растительного материала не видно, пирит встречается в форме редких, очень мелких сферических включений, не более 0,05 мм. Кроме пирита местами видны скопления очень мелких черных рудных зерен (рудная пыль). Железистых окислов нет.

Тип 3<sup>а</sup>. Серые криптозернистые известняки алевритистые (горизонт Q<sub>7</sub> по скв. 61). В структурном отношении отличаются преобладанием криптозернистого кальцита. Текстура микролинзовидная за счет неправильной формы линзочек, обогащенных примесью крупнозернистого алевролита. Весьма характерна обильная примесь рудной пыли, окаймляющей обрывки водорослей и перекристаллизованные неопределимые фаунистические остатки и присутствующая

Таблица 7

картамышской свиты нижней перми (%)

| CaCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | NaCl | Δ; В_пересчете на сумму карбонатов |                   |                   |                   | Структурно-генетический тип                                      |
|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------|------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--|
|                   |                   |                   |                   |      | CaCO <sub>3</sub>                  | MgCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> |  |
| 74,4              | 8,2               | 1,84              | Не опр.           | Нет  | 88,7                               | 9,2               | 2,1               | Не опр.           | Известняк микрозернистый   |
| 46,8              | 29,5              | 2,32              | 0,79              | 2,42 | 59,1                               | 37,1              | 2,92              | 0,99              | Доломит микрозернистый   |
| 51,5              | 30,7              | 3,47              | Не опр.           | Нет  | 59,5                               | 36,0              | 4,5               | Не опр.           | То же  |
| 52,1              | 29,6              | 4,72              | » »               | »    | 60,2                               | 34,3              | 5,5               | » »               | » »  |
| 59,5              | 19,6              | 3,47              | Не опр.           | Нет  | 72,1                               | 23,7              | 4,2               | Не опр.           | Перекристаллизованный известняк с реликтами обломочной структуры |
| 29,8              | 18,5              | 2,53              | » »               | »    | 62,5                               | 32,5              | 5,0               | » »               | Доломит известковый сильноалевролитовый                          |
| 22,3              | 14,0              | 3,69              | » »               | »    | 55,8                               | 35,0              | 9,2               | » »               | Доломит сильноалевролитовый                                      |
| 52,1              | 31,0              | 0,58              | Не опр.           | Нет  | 62,3                               | 37,0              | 0,7               | Не опр.           | Доломит с сульфатами   |

также в виде мелких агрегатов неправильной формы. Довольно часто встречаются также крупные непрозрачные рудные зерна с шагреновой поверхностью, типа магнетита. Растительных остатков мало, пирит не обнаружен. Сохранность фаунистических остатков значительно хуже, чем в типе 1<sup>а</sup>.

Тип 4<sup>а</sup>. Зеленовато-серые детритусовые известняки доломитовые, алевритистые (горизонт Q<sub>11</sub>, верхняя пачка по скв. 61). Макроскопически это светло-серый карбонат с пятнами зеленовато-желтого цвета, хорошо вскипает с HCl.

Содержит большое количество фауны: обрывки водорослей и мшанок, перекристаллизованные обломки пеллеципод и другой неопределимый детритус, а также фораминиферы довольно хорошей сохранности и целые раковины гастропод. Створки фораминифер имеют псевдохитиновый состав. Цементирующим материалом служит криптозернистый кальцит и тонкозернистый доломит с редкими пятнами средне- и даже крупнозернистого доломита. Среди доломитовых участков изредка встречаются включения барита. Соотношение доломита и кальцита непостоянно: на слабо раскристаллизованных участках заметно преобладает кальцит; на раскристаллизованных — доломит.

Терригенная примесь представлена алевритом от мелко- до крупнозернистого, распределенным очень неравномерно. В шлифе наблюдаются отдельные пятна, обогащенные алевритовым материалом и связанные с раскристаллизованными участками, в соответствии с чем текстура имеет неправильно-пятнистый характер. Встречаются пластинки мусковита и хлорита. Участками наблюдаются пятна гидроокислов железа (желто-оранжевого цвета в отраженном свете). Довольно часто встречаются крупные рудные зерна, подобные отмеченным в типе 3<sup>a</sup>, причем на участках слабого развития гидроокислов железа они представлены, по-видимому, магнетитом, а на участках, обогащенных гидроокислами, — более или менее сильно окислены. Растительные остатки и пирит отсутствуют.

Наиболее характерным типом данной фации являются микрозернистые доломиты типа 2<sup>a</sup>, относящиеся к первично-хемогенным образованиям сравнительно слабо осолоненных открытых мелководных заливов. Известняки типа 1<sup>a</sup> отвечают кратковременным периодам максимальных ингрессий морских вод, распреснявших воды заливов. На это указывает как характер фауны, так и то обстоятельство, что резкое увеличение органических остатков не сопровождается в этом типе увеличением алевритовой примеси, а содержание карбонатного железа даже заметно снижается. Криптозернистые и детритусовые известняки типов 3<sup>a</sup> и 4<sup>a</sup> по комплексу признаков выражают переходные условия к фации полузакрытых заливов и лагун, что подтверждается также замещением их на площади нижеописываемыми типами 7<sup>a</sup> и 6<sup>a</sup> этой фации (по соседней скважине).

В отличие от типа 1<sup>a</sup>, появление в типе 4<sup>a</sup> прибрежно-морской фауны было вызвано распреснением относительно изолированного залива речными водами. Об этом свидетельствуют отчетливо выраженные признаки окислительной среды осаждения, очень неравномерное распределение и плохая сортировка алевритовой примеси, псевдохитиновый состав раковин.

Характерно, что все литогенетические типы данной фации, за исключением последней, в разрезе залегают среди или в основании сероцветных алеврито-глинистых терригенных пород.

Детритусовый доломитовый известняк типа 4<sup>a</sup> залегает среди светло-коричневых глин.

#### *Фация полузакрытых заливов и лагун в гумидной обстановке*

Представлена двумя литогенетическими типами алевритовых и песчаных карбонатных пород сложного состава.

Тип 5г. Буровато-серые доломиты, анкеритизированные, глинистые до сильноглинистых (горизонты P<sub>5</sub>, P<sub>5</sub><sup>н. п.</sup>, P<sub>5</sub><sup>лв. п.</sup>, P<sub>6</sub><sup>1</sup> по скв. 6). Макроскопически представляют собой темно-серую, участками с буроватым оттенком глинисто-карбонатную породу, вскипающую с HCl только в порошке.

Под микроскопом виден первичный криптозернистый — микрозернистый карбонат, более или менее интенсивно (в зависимости от количества глинистой примеси) перекристаллизованный до тонкозернистого. Фауна отсутствует, либо представлена единичными перекристаллизованными обрывками водорослей. Растительный материал содержится в довольно большом количестве, преимущественно в форме мелкого черного непрозрачного детрита, реже в виде полуразложившихся или интенсивно разложившихся растительных остатков; те и другие ориентированы, подчеркивая микрослоистую текстуру. По растительным остаткам развивается пирит, участками образующий и самостоятельные выделения округлой формы; в целом он довольно обилен, но распределен неравномерно. Терригенная примесь представлена тонкочешуйчатой глиной, различной в шлифах только при содержании ее свыше 35%.

Судя по реакциям окрашивания, повышенное содержание карбонатного железа связано здесь со всей массой карбонатов кальция и магния, по-видимому, в форме железистого доломита или анкерита. В пределах типа наблюдается закономерное увеличение содержания карбонатного железа в связи с увеличением терригенной примеси (см. табл. 6, обр. 19а/6, 22/6, 21/6 и 21б/6). Одновременно к глинистому материалу начинает примешиваться аморфная зеленовато-буроватая изотропная масса, увеличивается количество неразложившегося черного непрозрачного растительного детрита, исчезают сильно разложившиеся растительные остатки и фауна.

Тип 6г. Серые доломиты анкеритизированные, сильно песчаные (горизонт Р<sub>1</sub> по скв. 3). Макроскопически выглядят как песчаники мелко- и тонкозернистые. Неслоисты, содержат фауну пеллеципод и включения сульфидов. По простиранию замещаются на коротких расстояниях сходными песчаниками с относительно небольшим содержанием карбонатного материала. Вскипают с HCl очень неравномерно, местами хорошо, но преимущественно только в порошке.

Под микроскопом видна плохая сортировка обломочных зерен и обильный карбонатный, полностью перекристаллизованный цемент, заполняющий промежутки между зернами. Среди карбоната часто встречаются мелкие выделения халькопирита в виде неправильной формы пятен. Участками содержание халькопирита сильно возрастает, и он почти полностью вытесняет карбонат.

Химический состав карбонатов близок к предыдущему типу сильноглинистых ожелезненных доломитов (см. табл. 6, обр. 9б/3). Преобладающая масса карбоната представляет изоморфные смеси железоманганно-кальциевых карбонатов (определен параанкерит  $1,691 > Ng > 1,686$ ), но участками встречается и чистый кальцит (отдельные пятна).

Анкеритизированные доломиты с более или менее высоким количеством глинистой примеси типа 5г являются наиболее характерными представителями данной фации. Доломиты с большим количеством плохо сортированной песчаной примеси и еще более обогащенные карбонатным железом типа 6г представляют собой прибрежные образования, связанные с периодами повышенного привноса в мелководные водоемы обломочного материала с континента.

Возможность хемогенной садки карбонатов была обусловлена, по-видимому, как ограниченными размерами и мелководностью водоемов, так и изменениями климата в сторону засушливости. Первичный состав карбонатов, однако, был существенно изменен в диагенезе; приуроченность железистого карбоната к наиболее интенсивно перекристаллизованным участкам свидетельствует о том, что в этих изменениях существенное место занимало обогащение карбонатного осадка железом.

*Фация полужакрытых заливов и лагун  
в слабоаридной обстановке*

К данной фации отнесены органогенно-обломочные доломитовые известняки и хемогенно-алевритовые доломиты двух типов.

Тип 5<sup>а</sup>. Темно-серые грубодетритусовые известняки доломитовые с реликтами обломочной структуры (горизонт Q<sub>9</sub> по скв. 54). Макроскопически представляет хорошо вскипающий с HCl песчаный известняк с неясной косоволнистой слоистостью.

Под микроскопом видно, что порода сложена тонкозернистым, участками среднезернистым доломитом и кальцитом. На менее раскристаллизованных участках видны обломки карбонатных пород и грубый детритус плохой сохранности, среди которого различаются обрывки водорослей, гастроподы и криноидеи. Фаунистические остатки окаймлены непрозрачной рудной пылью. Часто встречаются овально-округлые включения криптокристаллического карбоната, также окаймленные рудной пылью. Много следов перекристаллизованной фауны. Встречаются редкие мелкие оранжево-коричневые растительные обрывки и единичные мелкие включения пирита. Железистые окислы отсутствуют. Терригенная примесь представлена тонкозернистым песчаником, распределена очень неравномерно, в отдельных шлифах содержание ее достигает 25%, но в среднем, судя по химическому анализу, оно меньше (см. табл. 7, обр. 88/54). Перекристаллизованный кальцит является наиболее поздним, так как он развивается по доломиту. По-видимому, первоначально порода относилась к органогенно-обломочной грубодетритусовой группе, а последующая интенсивная перекристаллизация была обусловлена ее повышенной пористостью.

Тип 6<sup>а</sup>. Буровато-серые доломиты известковистые, с обильной терригенной примесью (горизонт Q<sub>11</sub> по скв. 54).

Породы представляют собой микрозернистый доломит с примесью криптозернистого кальцита. Терригенная примесь — до 45% (см. табл. 7, обр. 80/54) — представлена мелкозернистым алевритом и глинистым материалом примерно в равном соотношении. Часто встречаются пластинки мусковита, свежего и хлоритизированного биотита, также хлорит и лептохлориты. Текстура микрослоистая. Присутствуют фаунистические остатки преимущественно плохой сохранности; среди них различаются обрывки водорослей, единичные мелкие фораминиферы и перекристаллизованные остракоды. Растительных остатков нет. Железистых окислов немного, распределены довольно равномерно в форме мелких примазок бледных оранжево-желтых тонов (в отраженном свете). Рудные зерна представлены главным образом титанистыми минералами, но встречаются редкие непрозрачные, иногда частично разложенные.

Тип 7<sup>а</sup>. Буровато-серые доломиты, сильно алевритовые (горизонт Q<sub>7</sub> и горизонт без индекса в 70 м ниже Q<sub>7</sub>, по скв. 54).

Для этого типа характерно практически полное отсутствие органических остатков. В то же время каждому горизонту присущи специфические особенности текстуры и распределения гидроокислов железа. Горизонт без индекса (обр. 129) представлен тонкозернистым доломитом с незначительной примесью более мелких кристаллов кальцита. Макроскопически в нем различается неясная слоистость, но в шлифах текстура довольно однородная. Железистых гидроокислов мало, встречаются они в виде мелких примазок бледно-оранжевого (в отраженном свете) цвета; алевритовой примеси около 25%. Горизонт Q<sub>7</sub> по скв. 54 (см. табл. 7, обр. 108/54) представлен криптозернистым доломитом с более значительной примесью кальцита той же размерности. Терригенной примеси, по данным анализа, до 55%; визуально в шлифах она представлена хорошо сортированными зернами размерности крупного алеврито-



лита. На общем фоне равномерного распределения их в породе встречаются мелкие овальные участки чистого карбоната.

Железистые гидроокислы содержатся в довольно большом количестве, но распределены неравномерно и в пределах отдельных пятен находятся главным образом в форме оболочек на алевритовых зернах. Цвет их в отраженном свете оранжево-коричневый; в целом они значительно толще железистых оболочек, встречающихся в песчано-алевритовых породах данной свиты, и отличаются расплывчатостью очертаний. Имеются все переходы от слабо окрашенных широких ореолов до интенсивно окрашенных более узких с более четкими контурами. Характерно, что замещение некоторых обломочных зерен карбонатом наблюдается только внутри железистых оболочек, что свидетельствует о более позднем образовании последних. Иногда оболочки не примыкают вплотную к обломочному зерну, а отделяются от него узким кольцом карбонатного материала. Некоторые зерна окружены двойными узкими железистыми оболочками, разделенными столь же тонким кольцом карбоната, что напоминает уже строение оолитов. Все эти особенности могут свидетельствовать об образовании оболочек на месте и после отложения карбонатного материала. Характерно также большое количество довольно крупных рудных зерен от совершенно непрозрачных до сильно окисленных. На отдельных зернах можно отчетливо видеть постепенный переход от непрозрачной, четко ограниченной части зерна, к расплывчатому, аморфному виду желто-коричневым гидроокислам железа, огибающим соседнее нерудное обломочное зерно. Таким образом, можно полагать, что источником гидроокислов железа в данной разновидности алевритовых доломитов служили рудные зерна.

Для всех типов данной фации характерно залегание внутри или в основании красноцветных терригенных толщ. Наиболее характерными представителями фации являются доломиты с обильной терригенной примесью типов 6<sup>a</sup> и 7<sup>a</sup>. Текстурно-структурные особенности карбонатных пород этих типов несомненно свидетельствуют о мелководных условиях, а высокое содержание терригенной примеси наряду с повышенным (относительно других типов) содержанием карбонатного железа указывает на близость суши. Наличие гидроокислов железа и окисленных рудных зерен говорит о существовавших временами слабо окислительных условиях. Образование органогенно-обломочного доломитового известняка типа 5<sup>a</sup>, по-видимому, происходило в прибрежной части водоема, возле устья реки, распреснявшей его воды.

### *Фация озер*

Озерные карбонаты имеют очень ограниченное развитие и изучены нами по единичным образцам, что недостаточно для характеристики фации и ее особенностей в различных климатических обстановках. Поэтому здесь приводятся по существу только характеристики двух генетических типов, наблюдавшихся в гумидной и слабоаридной обстановках.

В гумидной обстановке озерные карбонаты представлены типом 7<sup>r</sup> — зеленовато-серыми обломочными доломитами, сильно анкеритизированными, алевритистыми (горизонт без индекса ниже P<sub>1</sub>, по скв. 6). Макроскопически представляет плотную зеленовато-серую с буроватым сттенком породу, неслоистую, комковатую, с мелкобугорчатой поверхностью совершенно неправильно-го раскола, с заметно неравномерным распределением примеси песчано-алевритового материала. С HCl вскипает только в порошке.

Под микроскопом видно, что порода состоит из окатанных округло-овальных обломков карбоната как крупнозернистой структуры, так и (в других обломках) тонкозернистой, тяготеющей к мелкозернистой.

Возможно, что часть обломков представляет собой перекристаллизованную фауну, однако несомненно переотложенную. Цементированы обломки тонкозернистым (0,015—0,025 мм) карбонатом с пятнами совершенно несортированных песчано-алевритовых отложений. Последние представлены терригенными зернами размерностью от 0,01 до 0,3 мм, в том числе обломками кремнисто-серицитовых пород, заключенными среди слюдисто-глинистой массы. Создается впечатление, что эти песчано-алевритовые пятна представляют реликты первичного материала, замещенного впоследствии тонкозернистым карбонатом.

Химический состав карбонатного материала отличается исключительно высоким содержанием железистого карбоната типа сильножелезистого анкерита ( $Ng=1,706$ ) и пониженным — карбоната кальция (см. табл. 6, обр. 12/6). Реакции окрашивания показывают неоднородно-пятнистое распределение железистых карбонатов среди цементирующей карбонатной массы, а также приуроченность их к обломкам, сложенным наиболее сильно перекристаллизованным карбонатным материалом. Обломки, сложенные криптозернистым карбонатом, и часть цементирующего карбоната представлены чистым доломитом. Чистый кальцит встречается лишь в единичных мелких зернах.

Карбонатный горизонт этого типа встречается среди песчаных осадков баров, которые вверх по разрезу непосредственно переходят в озерно-болотные осадки. По всем признакам и положению в разрезе данный тип представляет отложения реликтовых озер, кратковременно существовавших в прибрежной полосе подвижных, быстро причленявшихся к берегу баров и пересыпей.

В слабоаридной обстановке озерные карбонаты представлены существенно отличным хемогенным типом 8<sup>a</sup> — темновато-серыми доломитами с сульфатами (горизонт без индекса, в 72 м ниже горизонта Q<sub>7</sub>). Темно-серый оттенок обусловлен многочисленными включениями ангидрита. Доломиты этого типа отличаются значительно более интенсивной перекристаллизацией (до среднезернистой размерности). Включения ангидрита, реже барита приурочены к перекристаллизованным участкам, причем наиболее крупные кристаллы карбонатного материала представлены кальцитом, который имеет все признаки эпигенетического.

Химический анализ показывает почти полное отсутствие карбонатного железа и незначительное содержание терригенного (глинистого) материала (см. табл. 7, обр. 131/54). Весьма характерно также отсутствие органических остатков и пирита. Встречаются неравномерно распределенные скопления очень мелких рудных зерен, частично разложившихся, к которым приурочены выделения водных окислов железа (желто-коричневого цвета), явно связанные с окислением рудного материала. Неперекристаллизованные участки состоят из микрозернистого доломита с очень близкими размерами отдельных кристаллов (без участков криптозернистой структуры).

Данным типом сложен самый нижний из встреченных нами по скв. 54 карбонатный горизонт, залегающий среди сплошного развития красноцветных осадков. Доломиты этого типа представляют образования полностью изолированных небольших мелководных пересыхающих реликтовых озер и вверх по разрезу непосредственно сменяются красноцветными алевролитами с брекчированной текстурой и признаками почвообразования.

## Глава IV

### ФАЦИАЛЬНО-ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

#### Распределение литогенетических типов, фаций и обстановок в разрезе верхнего карбона

Как и в других отделах угленосного карбона, распределение литогенетических типов и фаций в верхнем карбоне подчинено сложноциклическому развитию осадконакопления, выраженному здесь очень отчетливо. На фиг. 1, 2 показаны детальные литологические разрезы, колонки фаций и границы циклов второго и третьего порядков отдельно для верхов авиловской и для всего разреза араукаритовой свиты верхнего карбона.

Всего в изученной части авиловской свиты выделяется два цикла третьего порядка, или макроцикла, в араукаритовой свите — четыре макроцикла. Граница между свитами совпадает, таким образом, с границей между макроциклами 2 и 3 (нумерация макроциклов идет снизу вверх по всему разрезу).

Верхняя часть авиловской свиты. Представлена почти исключительно сероцветными отложениями гумидной обстановки с преобладанием фаций мелкого моря и залива в нижней и верхней частях обоих макроциклов. В средней части нижнего *макроцикла 1* получили очень широкое развитие песчаники речных выносов многоярусного строения. При этом наблюдается постепенный переход от песчаников приустьевых баров к подводным руслам со все более высокой динамикой потока, что свидетельствует о приближении речного устья, выдвигании дельты и регрессии моря. С песчаниками речных выносов связано незначительное локальное углепроявление (прослой углистой глины в верхней части песчаной толщи, скв. 6).

В нижней — регрессивной части *макроцикла 2* довольно широко развиты лагунные и озерно-болотные отложения, среди которых встречен маломощный невыдержанный угольный пропласток (скв. 3). Однако развитие болотных фаций гумидного типа было ограничено, по-видимому, пониженными участками реликтовых озер, образовавшихся на месте отшнурованных лагун. В процессе продолжавшейся миграции континентальных фаций в сторону водоема озерные отложения гумидного характера сменяются (в разрезе скв. 6) маломощными песчаниками типа озерных баров, содержащими прослой крайне мелководного, сильнооалевритистого ожелезненного известняка обломочной структуры (типа 7<sup>r</sup>) и вверх переходящими в зеленоцветную почву с минерализованными корневыми остатками. Весь этот комплекс подвижных прибрежных осадков, выполнявших озеро и в конечном счете причленившихся к суше, и в особенности верхняя его часть характерного зеленоватого цвета с признаками почвообразовательных процессов, тяготеют к обстановке

с признаками засушливости. Вероятно, участки причленившихся аккумулятивных песчаных форм типа баровых гряд имели несколько повышенный рельеф и пониженный уровень грунтовых вод, что исключало в данных условиях заболачивание гумидного типа.

В разрезе скв. 3 от этого зеленоцветного комплекса сохранилась лишь нижняя часть (менее 1 м), тяготеющая к фации озер гумидной переходной обстановки; остальная, по-видимому, была размыта при формировании мощной толщи баровых песчаников гумидной обстановки, трансгрессивно залегающих на озерных отложениях. Максимум трансгрессии приходится на среднюю часть этих песчаников, верхняя часть несет признаки образования в более прибрежных и мелководных условиях. В разрезе скв. 6 интервал, отвечающий этим песчаникам, пройден без выемки керна. Подняты лишь самые верхние 0,6 м, по которым можно судить о развитии здесь также песчаников баровой фации; мощность их, несомненно, значительно меньше, гранулометрический состав, по-видимому, тоньше.

Верхняя часть макроцикла 2 по обоим скважинам сложена весьма характерной мощной толщей мелководно-морских алеврито-глинистых осадков, в основании которых в разрезе скв. 3 содержится карбонатный горизонт  $P_1$ , представленный здесь сильнопесчаным анкеритизированным доломитом (типа  $6^r$ ) с обильными включениями сульфидов.

В нижних частях обоих макроциклов содержатся маломощные прослои доломитов с большим количеством терригенной примеси (типа  $3^r$ , тяготеют к  $4^r$ ) сходного состава, залегающих в основании алеврито-глинистых осадков фации заливов. Характерно, что в угленосном карбоне, где карбонатные горизонты представлены более или менее чистыми известняками, последние почти всегда выражают максимальное развитие морской трансгрессии в пределах отдельного цикла (того или иного порядка); в рассматриваемых же условиях карбонатные горизонты относятся к началу регрессивного развития макроциклов, а наиболее интенсивные трансгрессии (на границе макроциклов) выражаются терригенными морскими осадками. Это особенно очевидно для нижнего макроцикла 1, в основании которого лежат глины с типичной морской фауной.

По соотношению фациальных обстановок начальных и конечных фаз развития макроциклы 1 и 2 относятся соответственно к регрессивному и трансгрессивному типам.

Араукаритовая свита. В строении нижнего макроцикла 3 данной свиты (см. фиг. 2) снова получают широкое развитие песчаники речных выносов, причем в разрезе скв. 1 подводные русла замещаются уже наземными. Верхняя часть макроцикла по этой скважине представлена озерно-болотными осадками гумидного характера, и лишь в самом верху фиксируется маломощный горизонт мелководно-морских осадков с карбонизированным прослоем алевролита в основании, который мы индексируем как  $P_2$ . Он относится здесь к фации прибрежно-морских алевролитовых осадков трансгрессивной фазы; подобные прослои в нижнем карбоне очень часто фациально замещают известняковые горизонты, что, по-видимому, имело место и в данном случае. Карбонизированный прослой сложен темно-серым крупнозернистым алевролитом, неслоистым, слегка комковатым, содержащим большое количество обломков и целых раковин пелеципод. Целые раковины часто находятся в глинисто-карбонатной оболочке, представляя мелкие шаровидные включения, легко отделяющиеся от породы. В шлифах из таких включений виден микрозернистый, тяготеющий к тонкозернистому карбонат, представленный доломитом и железистым карбонатом в примерно равном соотношении, с участками интенсивно перекристаллизованного железистого карбоната, развившегося главным образом по фауне.

Таким образом, карбонатные включения имеют обломочное происхождение, а содержащаяся в них фауна — явно аллохтонный характер. В разрезе скв. 3 верхняя часть макроцикла была размыта при формировании вышележащих песчаников; в скв. 2 от размыва сохранились болотные отложения с прослоечком углистого аргиллита и перекрывающие их глинистые осадки фации мелкого моря (около 0,5 м). По-видимому, морские осадки здесь имели более широкое развитие, что согласуется с характером подстилающих песчаников, относящихся к фации подводных русел. Соотношение фаций нижней и верхней части макроцикла свидетельствует о принадлежности его к регрессивному типу.

В макроцикле 4 сероцветные песчаные отложения надводных и подводных русел чередуются с пестроцветными глинисто-алевритовыми осадками озер и почвенных горизонтов с признаками засушливой обстановки. При этом характерно, что пестроцветные осадки получают широкое развитие в разрезах скважин 1 и 3, где песчаные отложения представлены типами как подводных, так и наземных русел; болотные отложения гумидного характера здесь совершенно отсутствуют. В разрезе скв. 2, где имеются лишь отложения подводных русел, пестроцветные отложения развиты только в их кровле и имеют небольшую мощность. Среди них преобладают зеленоцветные разности и встречены сероцветные прослои озерно-болотных осадков гумидного характера. Выше, в разрезе этой скважины, залегают глинистые осадки мелкого моря с прослоем карбонатизированного алевролита фации прибрежно-морских осадков трансгрессивной фазы (в основании); кверху они сменяются заливными отложениями. Морские осадки здесь приурочены к границе двух циклов второго порядка (мезоциклов), слагающих макроцикл 4. В разрезе скв. 3 морскому горизонту отвечают два сближенных прослоя плохо сортированной известковистой глины со следами вышележающей фауны, содержащей до 0,65%  $P_2O_5$ , которые залегают среди зеленоцветных отложений озерной фации гумидной засушливой обстановки. В разрезе скв. 1 соответствующий горизонт либо отсутствует, либо был размыт при формировании многоярусных песчаников наземных русел. В верхней части макроцикла появляются озерные отложения гумидного типа, получившие наиболее широкое развитие в разрезе скв. 2, где они переходят в отложения болотных озер с обильным обугленным растительным материалом. Завершается макроцикл карбонатным горизонтом  $P_3$ , представленным по скважинам 1 и 3 грубодетритовым доломитом с песчано-алевритовой примесью (тип 3Г), который перекрывается лагунными (в скв. 1) и мелководно-морскими, тяготеющими к озерным (в скв. 3) алеврито-глинистыми отложениями. В разрезе скв. 2 эта часть цикла размыта.

По соотношению фаций начала и конца развития макроцикла его можно отнести к однородному или слаботрансгрессивному типу.

В условиях угленосного карбона к подобным циклам приурочивается максимальное развитие континентальных фаций и высокая угленосность. В рассматриваемом цикле также наблюдается широкое развитие континентальных, в частности, русловых фаций, однако связанные с ними отложения озерного типа свидетельствуют о засушливых условиях на континенте, исключавших развитие не только болотных, но и озерных фаций гумидного типа. Последние наблюдаются поэтому лишь в нижней и верхней частях макроцикла, отвечающих условиям относительной удаленности речного устья, а болотные отложения — лишь в разрезе наиболее удаленной территориально северо-восточной скв. 2.

Следующий макроцикл 5 имеет отчетливо трансгрессивный характер, завершаясь карбонатным горизонтом из группы  $P_4$  (условно индексирован как  $P_4^1$ ), который является в данном районе наиболее мощным органогенным образованием фации мелкого моря и открытых заливов.

В пределах этого горизонта встречаются все типы данной фации вплоть до нормально морского детритусового известняка в верхней части.

Ниже горизонта  $P_4^1$  наблюдается еще по меньшей мере 2 горизонта глинистых осадков с фауной заливного (по скв. 1) и морского (по скв. 6) характера, которые завершают мелкие циклы трансгрессивного ряда макроцикла. Эти мелкие циклы сложены исключительно отложениями гумидной обстановки и содержат маломощные прослойки угля и углистого аргиллита. Песчаные отложения речных выносов в этом цикле получили меньшее развитие, фация наземных русел отсутствует, соответственно менее развиты и пестроцветные отложения озер и почв с признаками образования в засушливых условиях. Вместе с тем при сравнении разрезов отдельных скважин отчетливо выступает приуроченность пестроцветных озерных осадков к отложениям, наиболее тесно связанным с речной деятельностью (в данном случае — к песчаникам подводных русел) и, наоборот, озерно-болотные осадки гумидного характера приурочиваются к периодам минимального развития речных выносов, которые совпадают с концом трансгрессивного или началом регрессивного развития макроциклов. Наиболее широкое развитие песчаников речных выносов и связанных с ними пестроцветных озерных отложений наблюдается в разрезе скв. 2, что сказалось и на фациальном составе вышележащих отложений гумидного характера. Известняк  $P_4^1$  здесь, по-видимому, был размыт.

В мощном *макроцикле 6* регрессивного типа мы встречаемся последний раз с более или менее широким развитием песчаников речных выносов, причем они появляются только в верхней его половине и лучше всего представлены в разрезе скв. 2, где отложения гумидного характера предельно редуцированы. В разрезе скв. 6 песчаники речных выносов имеют ограниченное развитие, но весь интервал, который они занимают в разрезе скв. 2, представлен здесь пестроцветными осадками с признаками образования в засушливой обстановке. Весьма характерно, что последние удерживаются в разрезе скв. 2 и на протяжении всей трансгрессивной части цикла, завершаясь типом голубовато-серых глиен заливной фации, впервые появляющихся именно в данном макроцикле. В разрезе скв. 6 породы гумидного характера также появляются лишь в самом конце его трансгрессивной фазы, в виде двух сближенных, сильноглинистых карбонатных прослоев сложного железо-магний-кальцитового состава (тип 5<sup>r</sup>), разделенных прослоем алеврито-глинистых осадков. Условно они индексированы нами как  $P_5^1$  н. п. и  $P_5^{1b}$  п. В почвах карбонатных прослоев залегают маломощные болотные отложения. Таким образом, возможности заболачивания здесь были еще более ограничены. Залегающий в регрессивной фазе макроцикла горизонт  $P_5$  (верхняя часть которого по скважинам 1 и 6 размыта) в нижней своей части представлен (по скв. 6) тем же типом глинистого анкеритизированного доломита (тип 5<sup>r</sup>), что и горизонт  $P_5^1$ . По скв. 2 этот горизонт либо размыт, либо ему отвечает маломощный прослой (0,10 м) сильноглинистого доломита, участками ожелезненного, заключенного среди озерно-болотных отложений гумидного характера (последний вариант представляется менее вероятным).

Самый верхний *макроцикл 7* наиболее полно охарактеризован по скв. 2. Несмотря на отсутствие фаций наземных и подводных русел, весь макроцикл сложен отложениями, несущими признаки образования в засушливой обстановке, включая и мощные баровые песчаники его нижней половины. Лишь самый верхний слой голубовато-серых алеврито-глинистых осадков залива с карбонатным прослоем в основании (кери его не поднят, отмечен каротажем) тяготеет к гумидной обстановке; по скв. 6 ему отвечает мощный слой серых осадков залива гумидной обста-

новки с глинистым анкеритизированным доломитом  $P_6^3$  в основании (типа 5Г), завершающий макроцикл 7.

Вышележащие отложения, вскрытые только по скв. 2 (с глубины 240 до глубины 183 м), мы относим к отложениям картамышской свиты нижней перми (разрез их не дается). Направленное развитие выделенных макроциклов позволяет наметить границы более крупных циклов четвертого порядка над карбонатными горизонтами  $P_1$ ,  $P_4-P_4^1$  и  $P_6^3$ .

Из приведенной характеристики верхнекарбонového разреза можно сделать следующие выводы.

1. Наблюдается направленное изменение фациального состава пород в течение второй половины верхнекарбонového времени, выражающееся в постепенном сокращении, вплоть до полного исчезновения, терригенных осадков фаций мелкого моря, наземных и подводных русел, заболачивающихся озер. Соответственно исчезают и карбонатные осадки фаций мелкого моря и открытых заливов. Подобное изменение фаций несомненно отражает постепенную перестройку палеоландшафта, приведшую к более существенным изменениям его на границе карбона и перми.

2. Помимо выпадения отдельных фаций наблюдаются закономерные изменения генетических признаков осадков сохранившихся фаций, свидетельствующие о постепенных изменениях климата в сторону аридизации. Это сказывается, в частности, на органических остатках, количество которых прогрессивно убывает вверх по разрезу; одновременно меняется их состав и степень сохранности. Выше карбонатного горизонта  $P_5$  встречается только микрофауна (главным образом редкие остракоды), приуроченная к карбонатным породам, а растительные остатки преимущественно минерализованы.

3. Засушливые условия, естественно, в первую очередь сказались на континентальных осадках; по мере усиления засушливости она накладывала отпечаток и на морские (в широком смысле) осадки, начиная от мелких реликтовых водоемов озерного типа и до заливов включительно. В разрезе это выражается в соответствующей последовательности появления фаций с признаками засушливой обстановки: снизу вверх по разрезу вначале появляются пестроцветные осадки почвенных горизонтов, далее — озер, баров, лагун и заливов, при одновременно нарастающей роли их в целом.

4. Миграция фаций гумидной обстановки с признаками засушливости в сторону бассейна обусловила последовательное сокращение зоны возможного развития озерно-болотных осадков гумидной обстановки, что сопровождалось постепенным исчезновением следов углепроявления, а также все более локальным и кратковременным развитием болотных отложений. Так, в нижней части разреза озерно-болотные отложения гумидной обстановки еще встречаются непосредственно над песчаниками подводных и наземных русел. Выше (макроциклы 4, 5, 6) эти фации оказываются уже явно неблагоприятными для развития озерно-болотных отложений и они встречаются лишь среди лагунно-заливных фаций (гумидной обстановки), кратковременно существовавших на границах этих макроциклов. При этом в макроцикле 6 озерно-болотные отложения предельно сокращены. Наконец, в верхнем макроцикле 7 они совершенно исчезают, что связано с развитием здесь исключительно пестроцветных осадков с признаками засушливой обстановки. Последний слой болотных фаций гумидной обстановки фиксируется по скв. 6 над карбонатным горизонтом  $P_6^3$  и перекрывающей его мощной толщей осадков заливных фаций. По скв. 2 этот слой имеет очень малую мощность, что согласуется с характером подстилающих его отложений.

5. Одним из наиболее ярких макроскопических проявлений засушливости климата можно считать развитие пестроцветной окраски пород. В нижней части разреза араукаритовой свиты, до карбонатного горизонта  $P_3$ , преобладают серые породы, типичные для угленосного карбона. Пестроцветность проявляется здесь главным образом в периодическом появлении зеленоватого оттенка с резко подчиненной ролью красного цвета; в целом содержание пород зеленой и красной окраски не превышает 10—11% (по скважинам 2 и 3). В интервале  $P_3$ — $P_5$  содержание пестроцветных пород возрастает до 50% (по скв. 2), причем заметно увеличивается роль красной окраски. В верхней части свиты (выше  $P_5$ ) сероцветные породы составляют по скв. 2 не более 35%, сосредоточиваясь главным образом в нижней части интервала. При этом серые тонкоотмученные осадки заметно осветляются и часто приобретают слабый голубоватый оттенок, что отличает их от сероцветов угленосного карбона. Среди пестроцветов еще более усиливается роль красной окраски, которая становится сравнимой с зеленоватой или даже преобладающей. В верхней 60-метровой толще разреза по скв. 2, относимой нами к нижнепермским отложениям, красная окраска резко преобладает, а сероцветные породы почти полностью отсутствуют. В нижней части разреза скв. 2, относящейся, по нашим данным, к авиловской свите, наоборот, полностью отсутствуют пестроцветные осадки.

На генетическом значении окраски пород мы еще остановимся в главе V, здесь же важно подчеркнуть, что отмеченные изменения ее в разрезе совпадают с изменениями всех других генетических признаков пород, свидетельствующих о постепенном нарастании засушливости.

6. Периодическое появление фаций с признаками засушливости тесно связано с циклическим развитием осадконакопления. Трансгрессии морских вод и связанные с ними отступления речных устьев обуславливали развитие фаций гумидной обстановки, время существования которых последовательно сокращалось по мере нарастающей аридизации климата.

### **Использование особенностей фациально-циклического строения для корреляции верхнекарбонных отложений**

Выше (см. введение) уже говорилось об отсутствии в разрезах Ново-Мечебиловской площади надежных маркирующих горизонтов, охарактеризованных фаунистически или флористически. Принятая производственными организациями стратификация разреза (много позже проведенных нами полевых исследований) основывается на единичных определениях спорово-пыльцевых комплексов. При этом были приближенно намечены только границы авиловской и араукаритовой свит без индексации содержащихся в них карбонатных горизонтов. Исходя из этого, нами была предпринята попытка сопоставления отдельных описанных скважин между собой и с разрезом верхнего карбона в более восточных районах Донецкого бассейна, с использованием данных детального литологического изучения и фациального анализа отложений.

Данные, положенные в основу сопоставления отдельных изученных нами скважин в пределах Ново-Мечебиловской площади, по существу содержатся в вышеприведенной характеристике фациально-циклического строения, иллюстрируются фациальными колонками фиг. 1 и 2 и не требуют дополнительных пояснений. Поэтому здесь мы остановимся кратко лишь на сопоставлении разреза Ново-Мечебиловского района с восточными районами Донецкого бассейна, где отложения верхнего карбона охарактеризованы фаунистически и их стратификация не вызывает сомнений.



Основными особенностями разреза араукаритовой свиты восточного разреза (возле с. Луганское), которые находят отражение в принятом нами варианте выделения и расчленения ее на Ново-Мечебиловской площади, являются:

а) начиная с карбонатного горизонта  $P_5$  органогенные типы известняков нижней части свиты сменяются микрозернистыми типами с редкой обедненной фауной, преимущественно остракод;

б) выше горизонта  $P_5$  заметно усиливается роль пестроцветных осадков;

в) над известняком  $P_1$  залегает мощная толща тонкозернистых морских осадков;

г) между горизонтами  $P_3$  и  $P_5$  залегает группа сближенных известняков  $P_3^2$ ,  $P_4$  и  $P_4^1$ , среди которых встречаются маломощные невыдержанные прослойки угля и углистого аргиллита.

В соответствии с общим характером изменения верхнекарбонатных отложений в западном направлении все карбонатные горизонты Ново-Мечебиловской площади представлены более мелководными типами, обогащены терригенной примесью и обеднены фаунистическими остатками, характер которых отражает также более интенсивную минерализацию вод. Пестроцветные осадки имеют более широкое развитие. Углепроявление выражено слабее, растительного материала меньше. На месте индексированных угольных пропластков восточного разреза, залегающих ниже горизонта  $P_5$ , в Ново-Мечебиловском районе еще встречаются прослойки угля или углистого аргиллита, но чаще фиксируются лишь прослойки болотных осадков. Выше  $P_5$  следы углепроявления отсутствуют.

Тем не менее характерные особенности восточного разреза выдерживаются и на Ново-Мечебиловской площади. Действительно, органогенные типы карбонатных пород встречены только ниже горизонта  $P_5$ . Начиная с  $P_5$  все карбонатные горизонты ( $P_5$ ,  $P_5^1$  верхняя и нижняя пачки,  $P_6^3$ ) представлены хемогенно-глинистыми типами, либо замещены терригенными породами. Так, место горизонта  $P_6^1$  в разрезе скв. 2 Ново-Мечебиловского района отмечено несколькими маломощными прослоечками зеленовато-серых алевролитов, относящихся к фации залива с признаками засушливой обстановки. Горизонт  $P_8$ , завершающий в восточных районах араукаритовую свиту, в разрезе скв. 2 Ново-Мечебиловской площади отсутствует. Вероятное его место занимают маломощные баровые песчаники с доломито-кальцитовым цементом гумидной обстановки. Усиление пестроцветной окраски в верхней части свиты выражено еще более отчетливо. Над горизонтом  $P_1$  (или его местом) сохраняется выдержанная и достаточно мощная толща тонкозернистых осадков, относящихся к фации мелкого моря.

В особенности характерен интервал сближенных горизонтов  $P_4$ — $P_4^1$ , между которыми, как и в восточном разрезе, появляются прослоечки углистых пород. Горизонт  $P_4^1$ , как было сказано выше, является вообще одним из самых характерных морских карбонатных горизонтов, особенности его строения использованы для корреляции скважин 1 и 6. Место двух сближенных прослоев углей  $P_5$  и  $P_5^1$ , встречающихся в восточном разрезе, отмечено по скв. 2 очень специфическими красноцветными алеврито-глинистыми осадками континентальных озер с обильными полуразложившимися остатками стеблей, частично замещенных яркоокрашенной минеральной массой. Эта разновидность отнесена нами к фации зарастающих озер гумидной обстановки с признаками засушливости и встречена только в данном интервале. Таким образом, принятый нами вариант стратификации Ново-Мечебиловского разреза обнаруживает достаточно хорошее совпадение с разрезом верхнего карбона в восточных, хорошо изученных районах.

## Распределение литогенетических типов и фаций в разрезе картамышской свиты нижней перми

Согласно нашим данным, разрез картамышской свиты также имеет сложноциклический характер, проявляющийся в закономерном чередовании литогенетических типов и фаций. Выделение генетических типов пород в слабоаридной обстановке картамышской свиты осложняется редкостью органических остатков, отсутствием конкреций, крайне нечетким проявлением слоистости и ряда других признаков. Даже определение гранулометрического типа породы в полевых условиях не всегда возможно с необходимой точностью; наличие глинисто-железистой оболочки на некоторых алеврито-песчаных зернах и слипание зерен (в мелкие агрегаты) в некоторых алеврито-глинистых типах являются причиной частого завышения зернистости.

При скудности первичных генетических признаков пород прослеживание циклических последовательностей чередования литогенетических типов в разрезе приобретает особо важное значение, способствуя выявлению условий образования осадков.

Всего в неполном разрезе свиты выделяется 7 циклов третьего порядка, или макроциклов (см. фиг. 3).

Нижний *макроцикл 1* характеризуется преимущественным развитием красноцветных алеврито-глинистых осадков фаций застойных и пересыхающих озер с признаками почвообразования, часто чередующихся между собой. Среди этого чередования периодически встречаются алевролиты от средне- до крупнозернистых с косоволнистой слоистостью зоны волновой ряби лагунно-заливного побережья. По особенностям строения они тяготеют здесь к фации баров, в которую и переходят в верхах макроцикла.

Глинистые отложения лагунно-озерной фации имеют ничтожное развитие, представлены исключительно коричневато-вишневыми глинами и встречаются преимущественно в виде прослоев мощностью порядка 0,10—0,20 м, среди глин фации застойных озер, что не позволяет показать их в разрезе. Лишь в верхней части макроцикла они образуют слои до 2 м мощности, приуроченные к алеврито-песчаным отложениям баров.

Весьма характерно, что светлоокрашенные, значительно лучше сортированные, карбонатизированные, косоволнисто-слоистые алеврито-песчаные осадки баров и прибрежной зоны волнений лагунно-заливных водоемов представляют здесь, несомненно, наиболее удаленные от береговой линии отложения. Образование их приурочивается к периодам одновременного усиления как трансгрессий, так и выноса обломочного материала с континента.

В *макроцикле 2*, наоборот, резко преобладают красноцветные глинистые осадки лагунно-озерных водоемов, а отложения застойных озер и ископаемых почв совершенно отсутствуют. По-прежнему периодически встречаются баровые осадки, представленные здесь буровато-серыми, реже красноцветными песчаниками. К баровым песчаникам приурочивается тонкое переслаивание алевролитов и глин, в которых сильно преобладают красноцветные тона, но встречаются и осветленные редуцированные полоски. Положение этих пород (в разрезе) между глинистыми осадками лагунно-озерных водоемов и баровыми песчаниками свидетельствует о том, что тонкое переслаивание алевролитов и глин отвечает здесь несколько более глубоководным и удаленным от берега участкам лагунно-заливного побережья по сравнению с глинистыми осадками лагунно-озерной фации.

В *макроцикле 3* снова, как и в макроцикле 1, получают преимущественное развитие крайне мелководные континентальные осадки, представленные главным образом пестроцветными алевритистыми глинами

с признаками почвообразовательных процессов. Среди наиболее мощной толщи отложений этого типа встречен вышеописанный прослой (0,10 м) с крупными железистыми бобовинами.

Прослой баровых алевролитов и песчаников в нижней и средней частях макроцикла маломощны и залегают непосредственно на пестроцветных глинах с признаками почвообразования, перекрываясь либо красноцветным (без редуцированных полосок) переслаиванием алевролитов и глин, либо маломощными глинами фации застойных озер, которые кверху снова сменяются пестроцветными алевролитистыми глинами с признаками почвообразования. Это свидетельствует о весьма прибрежном и мелководном характере баров, быстро причленявшихся к суше. В самой верхней части макроцикла мощность баровых песчаников увеличивается, и они залегают здесь среди глинистых осадков озерно-лагунной фации и связанного с ними переслаивания красноцветных алевролитов и глин с тонкими редуцированными полосками.

*Макроцикл 4* по фациальному составу слагающих пород в общем близок макроциклу 2, однако наблюдаются и довольно существенные отличительные особенности. Они выражаются, во-первых, в значительно более полифациальном характере данного макроцикла, в более широком наборе литогенетических типов; во-вторых, в неравномерном распределении типов и фаций по разрезу.

В нижней части макроцикла преобладает тип красноцветного переслаивания алевролитов и глин с подчиненными редуцированными полосками, который чередуется с лагунно-озерными и в меньшей мере — с другими типами пород зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья. Характерно отсутствие типичных баровых осадков; лишь редкие маломощные (не более 0,5 м) прослоечки светлоокрашенных доломитизированных алевролитов с косоволнистой слоистостью тяготеют к этой фации и во всяком случае являются наиболее удаленными от берега осадками этой части макроцикла. Изредка встречаются столь же маломощные прослои пятнистых алевролитов с брекчированной текстурой и признаками почвообразования, которые представляют, наоборот, наиболее продвинутые на континент пересыхающие озера.

В средней части глинистые осадки лагунно-озерной фации чередуются с глинисто-алевролитовыми осадками фации пересыхающих озер с признаками почвообразования, причем последняя фация представлена здесь обоими литогенетическими типами.

В верхней части наиболее широкое распространение получили впервые появившиеся глинистые осадки лагунно-заливной фации и литогенетический тип переслаивания с широким развитием редуцированных бирюзово-серых полос. Здесь же встречается мощный буровато-серый баровый песчаник, отличающийся от других песчаников этого типа признаками образования в условиях повышенной динамики водной среды и усиления сноса обломочного материала с суши (крупная косоволнистая слоистость, гравелито-брекчия в основании, повышенное содержание полевых шпатов). Из мелководных континентальных осадков здесь развиты только пятнистые глины с брекчированной текстурой; у самой верхней границы макроцикла они встречаются среди глинистых осадков лагунно-заливной фации и очень похожи на слабокомковатые алевролиты из периферической (прибрежной) части волновой зоны лагунно-заливного побережья.

Последовательность чередования литогенетических типов в разрезе данного макроцикла свидетельствует о более широком диапазоне периодических миграций береговой линии. Широкое развитие литогенетических типов фации прибрежной зоны волнений и течений, в особенности переслаивания алевролитов и глин, указывает на относительно более открытый характер водоемов. С другой стороны, непосредственную связь

этих отложений в разрезе с появляющимися здесь пятнистыми алевролитами с признаками почвообразования можно трактовать как следствие увеличения крутизны профиля побережья и, в частности, возрастания отметок примыкающей к водоему суши. Увеличение крутизны берегового склона, вызывающее сужение фациальных зон, хорошо согласуется и с расширением диапазона фаций, и с сокращением, вплоть до полного исчезновения, осадков застойных озер низменных участков побережья, и с отсутствием здесь типичных баровых осадков. Появление баровых песчаников в самых верхах интервала не противоречит этим представлениям, так как оно явно связано с резким усилением эрозивной деятельности в области сноса и с повышенным привносом обломочного материала.

*В макроцикле 5* наблюдается преимущественное развитие самых мелководных прибрежно-континентальных фаций, среди которых преобладает фация глинисто-алевритовых осадков пересыхающих озер с признаками почвообразовательных процессов, представленная обоими типами. Отложения этой фации чередуются с глинистыми осадками фаций лагунно-озерных водоемов и застойных озер.

В верхах интервала появляются два маломощных прослоя доломитизированных алевролитов с косоволнистой слоистостью, представляющих образования относительно удаленных от береговой линии участки зоны волнений лагунно-заливного побережья, причем верхний прослой может быть отнесен уже к алевролитовому доломиту (см. карбонатные породы, тип 7<sup>а</sup>). Сходные условия залегания этих прослоев среди глинистых осадков лагунно-озерной фации, с участием красноцветных алевролитов прибрежно-лагунного мелководья, свидетельствуют о тесной генетической связи группы алевролитовых карбонатных пород с алевролитовыми осадками фации зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья.

Между этими терригенно-карбонатными прослоями встречен прослой (0,10 м) чистых хемогенных доломитов с сульфатами (типа 8<sup>а</sup>), залегающий среди крайне мелководных озерных осадков с признаками почвообразования. Подобное положение этого карбонатного горизонта свидетельствует о специфичности условий его образования в совершенно изолированных мелких осолоненных пересыхающих озерах, кратковременно существовавших на относительно приподнятых участках прилегающей суши.

*Макроцикл 6* представлен чередованием глинистых осадков лагунно-озерных водоемов, в верхней и нижней части макроцикла тяготеющих к лагунно-заливным, с отложениями фации пересыхающих озер с признаками почвообразования, представленной обоими типами. Изредка встречаются маломощные (0,10—0,20 м) прослоечки светлоокрашенных алевролитов с косоволнистой слоистостью. В верхней части макроцикла глинистые отложения озерно-лагунной фации вытесняются алевролитовыми осадками зоны волнений лагунно-заливного побережья, среди которых получают развитие мощные серые песчаники фации баров. Заканчивается данный макроцикл глинистыми осадками лагунно-заливной фации, среди которых залегают карбонатный горизонт Q<sub>7</sub>, представленный алевролитовым доломитом (см. тип 7<sup>а</sup>, карбонатные породы).

*Макроцикл 7* отличается от всех вышеописанных широким развитием лагунно-заливных фаций с преимущественным участием литогенетических типов относительно более открытых водоемов заливного характера; это особенно ярко выражено в верхней половине интервала, к которой приурочены выдержанные карбонатные горизонты Q<sub>8</sub>, Q<sub>9</sub>, Q<sub>10</sub>.

Исключительно широкое развитие в данном интервале имеют различные разновидности переслаивания алевролитов и глин, преимуще-

ственно с большим или меньшим количеством редуцированных полосок. В нижней части интервала они чередуются с глинистыми осадками лагунно-озерной фации, чаще всего тяготеющей к лагунно-заливной. Лишь в средней части макроцикла встречается горизонт, сложенный типичными лагунно-озерными глинами, которые сменяются вверх по разрезу прослоем красновато-буровато-серого песчаника с крупной коволнистой слоистостью, относящегося к фации баров. Повышенное содержание в нем полевых шпатов (см. табл. 3, обр. 100/54) в сочетании с признаками повышенной динамики указывает на образование этого горизонта в период усиления поднятий и эрозии области сноса. В отличие от условий образования мощного барового песчаника в верхах макроцикла 4, также выражающего усиление поднятий и эрозии области сноса (обр. 153, см. табл. 3), описываемый баровый горизонт через маломощные красноцветные алевролиты прибрежно-мелководного характера переходит в пятнистые алевролиты с брекчированной текстурой. Таким образом, этот баровый горизонт представляет весьма прибрежное образование, быстро приключившееся к суше.

Характерно, что сходное прибрежное положение занимают и два других баровых горизонта нижней половины макроцикла, которые сменяются вверх по разрезу пестроцветными глинами с признаками почвообразования. Подстилающие эти баровые горизонты породы типа переслаивания алевролитов и глин, часто редуцированных, представляют, следовательно, более удаленные от берега участки по сравнению с перекрывающими их баровыми песчаниками. Характерна также приуроченность баровых горизонтов данного макроцикла не к верхней (как это имело место в ряде нижележащих макроциклов), а к нижней его половине; в том числе приуроченность барового горизонта с признаками наиболее интенсивной динамики среды отложения и оживления эрозии в области сноса (обр. 100) к средней части макроцикла, сложенной мелководными осадками изолированных водоемов.

В верхней половине макроцикла, как уже было сказано, расширяется роль глинистых осадков лагунно-заливных фаций; у верхней границы они представлены серыми алевритистыми глинами с пиритизированными растительными остатками. Песчаные отложения баров и алеврито-глинистые отложения с признаками почвообразования исчезают. Наиболее мелководными осадками в верхней половине макроцикла являются прослой серых слабокомковатых алевролитов, представляющие прибрежные зоны заливов.

Карбонатные горизонты залегают преимущественно среди серых глинистых осадков лагунно-заливной фации, представляя, несомненно, относительно более глубоководные и удаленные от береговой линии образования крупных заливов.

Верхи свиты, содержащие карбонатные горизонты  $Q_{11}$  и  $Q_{12}$ , относятся к следующему макроциклу 8, завершающемуся уже в пределах вышележащей никитовской свиты  $P_1^{нк}$  (R). В пределах картамышской свиты литолого-фациальный состав этого макроцикла в общем очень сходен с составом макроцикла 7.

По направленности развития макроциклов выделяется три цикла четвертого порядка, границы которых совпадают с границами между макроциклами 2 и 3; 4 и 5; 7 и 8.

Из приведенной нами характеристики можно сделать следующие выводы.

1. Фациальный состав нижней части картамышской свиты (макроциклы 1—3) однообразен и представлен тонкоотмученными лагунно-озерными и континентально-озерными осадками с подчиненными прослоями баровых песчаников. Снизу вверх в разрезе этого интервала прогрессивно увеличивается роль осадков мелководных пересыхающих

озер с признаками почвообразования. Начиная с макроцикла 4, фациальный диапазон заметно расширяется за счет появления осадков лагунно-заливной фации; в макроцикле 4 это сопровождается также появлением грубообломочных пород речных выносов с признаками относительной близости области сноса. Дальнейшее развитие осадконакопления проходило в направлении прогрессирующего увеличения роли заливных фаций терригенных и карбонатных пород вплоть до появления карбонатных осадков открытого моря и, с другой стороны, последовательного сокращения — до полного выпадения песчаных осадков баровой фации. В целом изменение фациального состава свидетельствует о смене регрессивной направленности осадконакопления нижней части свиты — трансгрессивной, со своеобразной инверсией режима на границе макроциклов 3 и 4.

2. Все литогенетические типы картамышской свиты несут специфические признаки, свидетельствующие о дальнейшей аридизации климата. По сравнению с засушливой обстановкой верхнего карбона еще более сокращается роль органического материала и ухудшается его сохранность. Макроскопически различные растительные остатки, преимущественно в форме небольшого количества детрита, приурочены к серым прослоям. Скучные фаунистические остатки содержатся только в карбонатных горизонтах верхней части свиты.

3. Нижняя часть разреза картамышской свиты (нижние 480 м по скв. 54, до доломита  $Q_8$ ) содержит не более 6% сероцветных пород, периодически встречающихся в виде маломощных прослоев среди основной массы красноцветных пород различных оттенков. При этом сероцветные породы существенно отличаются от угленосных отложений светло-серым тоном с голубоватым или зеленоватым оттенком. Выше горизонта  $Q_8$  роль сероцветных пород прогрессивно возрастает, что совпадает с увеличением роли заливных отложений все более открытого характера.

### **Особенности циклического строения верхнекарбонных и нижнепермских осадков**

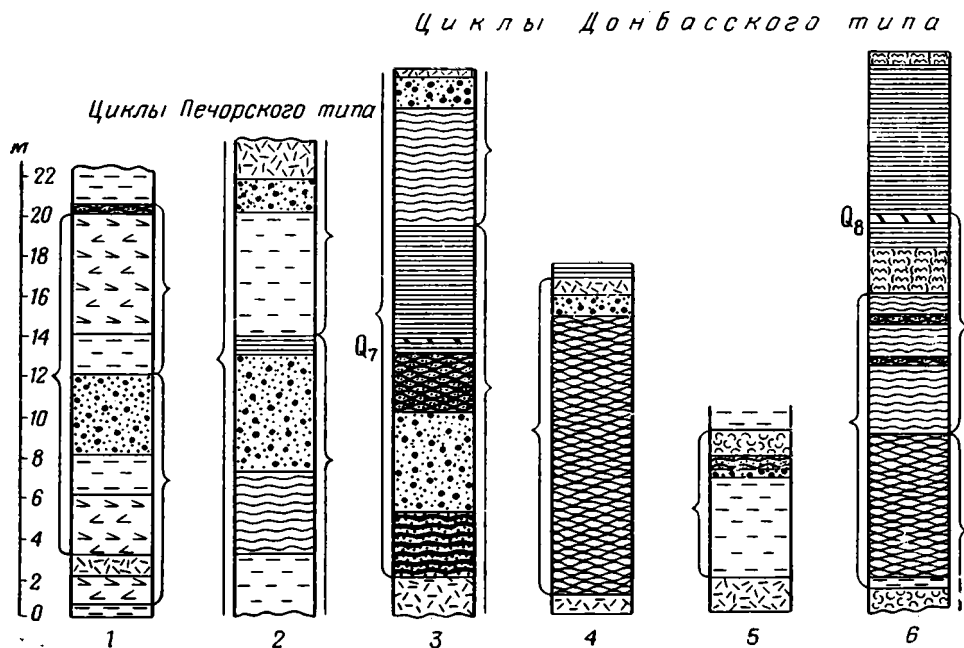
Намеченные границы циклов разных порядков следует считать приближенными, что особенно касается мелких циклов первого и в меньшей мере второго порядков. Для верхнего карбона это связано с плохим выходом керна и трудностями послойной увязки отдельных разрезов; для нижней перми — с плохим состоянием керна, слабой дифференциацией фациального состава пород в нижней части разреза и трудностями выделения в поле некоторых литогенетических типов с недостаточно четко выраженными (макроскопически) признаками. Кроме того, на точности выделенных границ и порядков циклов отрицательно сказалась ограниченность наших материалов в основном одним разрезом картамышской свиты, что не позволило проследить выделенные циклы на площади и тем самым проконтролировать полученные данные. В силу этого мы остановимся в данном разделе лишь на некоторых особенностях фациально-циклического строения изученного разреза, наиболее резко отличающихся от угленосного карбона Донецкого бассейна, строение которого было охарактеризовано нами ранее (Феофилова и Левенштейн, 1963).

В верхнем карбоне строение отдельных циклов и характер соотношения циклов разных порядков в общем подчиняется закономерностям, установленным для отложений среднего карбона. Основной отличительной особенностью является исключительно большой диапазон изменения мощности мелких циклов (первого порядка) в пределах крупных циклов. Так, в пределах нижнего цикла четвертого порядка (верхняя часть авиловской свиты, см. фиг. 1) мощность циклов первого порядка

изменяется от 25—30 м в нижней части до 3—5 м в верхней части. Аналогичные изменения наблюдаются и в пределах араукаритовой свиты. Если мощности 25—30 м являются максимальными и для циклов угленосного среднего карбона, то мощности 3—5 м для него совершенно не типичны; подобные малые мощности характерны для намюрских отложений нижнего карбона Донбасса, отлагавшихся в существенно иных ландшафтно-тектонических условиях.

Можно поэтому полагать, что большие изменения мощностей циклов первого порядка свидетельствуют о соответствующих изменениях в режиме колебательных движений, направленных в сторону периодического уменьшения амплитуд частных колебаний.

В строении картамышской свиты можно усмотреть по меньшей мере три специфические особенности циклического развития, выступающие очень отчетливо.



Фиг. 4. Различные типы строения циклов картамышской свиты.

См. условные обозначения к фиг. 1

Первая особенность связана с положением в циклах осадконакопления баровых песчаников. Выше, при характеристике отдельных крупных циклов третьего порядка (макроциклов), было отмечено, что наиболее мощные баровые песчаники приурочиваются к их верхним частям; они завершают трансгрессивное развитие соответствующих крупных циклов третьего порядка. Та же приуроченность баровых песчаников к трансгрессивным фазам наблюдается и в пределах мелких циклов.

На фиг. 4 показаны некоторые последовательности чередования литогенетических типов в мелких циклах осадконакопления, включающих баровые песчаники. Фиг. 4 — (1) изображает весьма типичный случай залегания баровых песчаников среди отложений озерно-лагунной фации, которые в свою очередь заключены между горизонтами красноцветных застойных озер. Несомненно, что баровые песчаники выражают здесь максимум трансгрессии. Если мы совместим начало цикла с началом

развития трансгрессии (выраженным сменой пестроцветных глин с признаками почвообразования осадками фации застойных озер), как это принято в практике работ по Печорскому каменноугольному бассейну пермского возраста, получим весьма характерное для этого бассейна симметричное строение цикла с одинаково развитыми трансгрессивной и регрессивной фазами, выраженными сходными (или близкими) фациями. Переход от трансгрессивной фазы к регрессивной в подобных циклах Г. А. Иванов (1947) и А. В. Македонов (1958) приурочивают к средней части баровых песчаников.

Преобладание циклов симметричного строения с одинаково хорошо развитыми регрессивной и трансгрессивной частями является второй характерной особенностью циклического строения каргамышской свиты.

Последовательность, изображенная на фиг. 4 — (2), менее типична для Печорского бассейна, встречаясь лишь в самых низах воркутской свиты. Согласно трактовке вышеупомянутых исследователей, максимум трансгрессии должен быть отнесен здесь к осадкам лагунно-заливной фации, отлагавшимся за баром, дальше от береговой линии. Соответственно верхний, менее мощный горизонт баровых песчаников относится уже к регрессивной фазе цикла и в своем развитии быстро приключается к континенту. Данный цикл также имеет симметричное строение, но более сложный полифациальный состав.

Последовательность, изображенная на фиг. 4 — (3), относящаяся уже к верхам свиты, весьма интересна в смысле соотношения в пределах одного цикла мощных баровых песчаников трансгрессивной фазы и появляющихся карбонатных горизонтов. Сравнивая данную последовательность с изображенной на фиг. 4 — (2), можем констатировать дальнейшее расширение фациального диапазона за счет более широкого развития осадков, лежащих за баром, в более открытой части залива. Максимуму трансгрессии отвечает здесь, по-видимому, горизонт алевритовых доломитов ( $Q_7$ ). Цикл имеет также симметричное строение.

Выше горизонта  $Q_7$  встречаются лишь маломощные слои баровых песчаников, залегающих в регрессивной фазе циклов (фиг. 4 — 5 и 6), что приближает строение этих циклов к Донбасскому угленосному типу. Циклы, лишенные баровых песчаников, но содержащие карбонатные горизонты, имеют уже отчетливо выраженное асимметричное строение (фиг. 4 — 6) с полифациальной регрессивной частью, что также характерно для Донбасских угленосных циклов.

В подчиненном развитии асимметричные циклы с маломощными монофациальными осадками трансгрессивной части, залегающими непосредственно на озерно-болотных или крайне мелководных осадках с признаками почвообразования, встречаются и ниже — на протяжении всего разреза свиты, но имеют подчиненное развитие. Обычно они отличаются небольшой мощностью, и их трансгрессивная часть чаще всего представлена маломощными прослоями серых алевролитов с косоволнистой слоистостью, иногда тяготеющих к фации баров.

Третья особенность циклического строения свиты заключается в резком изменении мощностей мелких циклов при переходе от макроцикла 3 к макроциклу 4. Средняя мощность мелких циклов первого порядка незначительно убывает от нижнего макроцикла 1 к макроциклу 3, а именно — от 18 до 12,5 м. В макроциклах же 4—7 средняя мощность мелких циклов снижается до 5—6 м. При этом снижение мощности мелких циклов не сопровождается соответствующим уменьшением мощности циклов третьего порядка, а является следствием увеличения количества мелких циклов в крупных. Выше было отмечено, что начиная именно с четвертого макроцикла наблюдается существенное расширение диапазона фаций за счет появления новых литогенетических ти-



пов, выражающих как наиболее континентальные, так и наиболее мористые условия. Эти взаимосвязанные изменения фациального состава и циклического строения свиты, приуроченные к границе между макроциклами 3 и 4, несомненно отражают существенные изменения тектонического режима и палеоландшафта, свидетельствуя об усилении мобильности рассматриваемого района.

### **Некоторые соображения о направленности развития палеоландшафта**

Ограниченность наших исследований, обусловленная изучением лишь единичных разрезов верхнекарбонных и нижнепермских осадков, не позволяет реконструировать палеогеографические условия их образования.

Однако закономерное чередование генетических типов пород и фаций в вертикальном разрезе отдельных мелких циклов осадконакопления отражает последовательную смену соответствующих литолого-фациальных зон на площади, характеризуя, тем самым, морфологический тип побережья. Изменение фаций в пределах отдельных циклов второго и высших порядков характеризует максимальный диапазон периодических миграций береговой линии за время устойчивого развития побережья данного типа. Направленное изменение фациального состава в крупных циклах сопровождается обычно изменением набора литогенетических типов внутри фаций, а затем и самих фаций; соответственно меняется и последовательность их чередования, что отражает изменение типа побережья. В тех случаях, когда это сопровождается изменением вещественного состава осадков, можно сделать более широкие заключения, распространяющиеся не только на бассейн накопления осадков, но и на область сноса. Если же к этим изменениям фациального и вещественного состава приурочивается также изменение характера цикличности, в первую очередь мощности циклов разных порядков и строения их регрессивных и трансгрессивных фаз, — можно говорить о более или менее существенных изменениях тектонического режима. В совокупности получаем некоторый материал для суждений о темпах и направленности развития всего палеоландшафта, косвенно отражающих особенности развития той или иной структуры.

Подчеркивая еще раз условность подобных суждений, базирующихся на единичных разрезах, приведем все же некоторые положения, вытекающие из имеющихся у нас материалов.

В истории Донецкой структуры за время, отвечающее изученной части разреза верхнего карбона и нижней перми, отчетливо выделяются два этапа.

а. Первый этап включает отложения верхнего карбона и нижней части картамышской свиты, до макроцикла 3 включительно.

Особенности первого этапа определяются следующими фактами.

На протяжении изученного разреза последовательно выпадают фации вначале наземных, а затем и подводных русел; начиная с верхов араукаритовой свиты, песчаные отложения представлены исключительно фацией баров. Это свидетельствует о все более интенсивном отступании речных устьев. Вместе с этим нарастает изоляция прибрежных водоемов лагунно-заливного характера от морских вод. Карбонатные горизонты обогащаются терригенной примесью, приобретают черты все большей мелководности и прибрежности и все чаще замещаются терригенными породами; с переходом к картамышской свите карбонатные горизонты вообще исчезают. Это свидетельствует о все более интенсивном отступании моря и регрессивном характере развития осадконакопления, сочетавшегося с усиливающейся аридизацией.

Здесь следует заметить, что указанные особенности отмечаются и по другим районам развития верхнекарбонных отложений. Так, в Шебелинско-Спиваковском районе, по данным М. Е. Долуды, С. В. Литвин, В. А. Погребняк (1963), мощные пачки крупнозернистых песчаников аллювиально-дельтового генезиса приурочены к нижней части араукаритовой свиты, в верхней же ее половине они сменяются маломощными линзовидными прослоями зеленовато- и буровато-серых мелко- и тонкозернистых песчаников с тонкой, часто неясной горизонтальной и косо-волнистой слоистостью. Еще ранее Г. В. Карпова (1957) отмечала для всей западной части Донецкого бассейна ту же приуроченность континентальных песчаников к нижней части араукаритовой свиты, где они слагают континентально-бассейновые циклы, в то время как в верхней половине свиты устанавливается господство бассейновых циклов.

Что касается нарастающей изоляции от морских вод, то это отмечается всеми исследователями; достаточно сослаться на статью М. Л. Левенштейна (1963б) в последней монографической сводке геологических данных по Донецкому бассейну.

Сочетание этих двух особенностей: отступления речных устьев и, одновременно, морских вод — было совершенно нехарактерно для времени угленосного среднего карбона. Детальное картирование регрессивных и трансгрессивных фаз отдельных мелких циклов осадконакопления свит  $C_2^5$  —  $C_2^7$  на всей площади Донбасса (Жемчужников и др., ч. 2, 1960) показало, что в среднем карбоне отступления речных устьев всегда сопровождалась трансгрессией морских вод. При этом последние вторгались в глубь континента, используя речные долины и заполняя их морскими осадками. Отступление русел и наступание моря носили сложно-периодический характер, отражавший определенный режим Донецкого среднекаменноугольного прогиба. При этом, однако, сохранялся общий план палеоландшафта и характер связи между удаленной областью сноса и бассейном накопления.

Таким образом, прогрессивно развивавшееся отступление речных устьев и морского бассейна представляет совершенно новый процесс, который можно связывать с качественными изменениями в режиме развития Донецкого прогиба. Результатом явилось нарастающее однообразие пород и фаций, что нашло максимальное выражение в нижней части картамышской свиты, где получили исключительно широкое развитие алевроито-глинистые осадки мелководных реликтовых и пересыхающих континентальных озер.

В изученном нами разрезе грубообломочный материал появляется снова лишь один раз, в переходный период смены регрессивного развития осадконакопления — трансгрессивным (макроцикл 4 картамышской свиты). При этом он обнаруживает отчетливые признаки выносов временными потоками (тип пестроцветной гравелито-брекчии). По имеющимся у нас материалам отложения подобного характера, вплоть до типичных конусов выноса, имеют гораздо более широкое развитие южнее, в пределах Кальмиус-Торецкой котловины. Близость к пролювиальным фациям сухих равнин обнаруживают и отложения континентальных озер (плохая сортировка, сингенетичные обломки, комковатость, резкое сокращение растительного материала). О. В. Зарицкая (1963), изучавшая осадки картамышской свиты на всей площади ее развития в пределах западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, также отмечает наличие в ней плохо сортированных осадков фации сухих равнин и, в частности, грубозернистых осадков временных потоков, приуроченных к средней части свиты.

Таким образом, равнинные реки с длинными путями транспортировки, с широким диапазоном продольной миграции приустьевой части (от континента к морю и обратно), характерные для угленосного карбона,

заменились короткими реками, разгружавшими основную массу обломочного материала в форме конусов выноса, в непосредственной близости от области сноса. Вследствие нарастающей засушливости реки сокращались, в ряде случаев не доходя до лагунно-заливных водоемов, и все более приближались к временным потокам.

Прямым признаком, подтверждающим приближение области сноса и включение в размыв нового комплекса пород, является изменение петрографического состава пород картамышской свиты, а также характерная для нее неустойчивость в количественных соотношениях отдельных минералов, реагирующих на изменения как гранулометрического, так и фациального типа пород.

Косвенным признаком приближения области сноса можно считать также смещение баровых песчаников из регрессивной части циклов в трансгрессивную, с соответствующим расширением фациального диапозона и мощности последней. Как было показано выше, в картамышской свите асимметричные Донбасские циклы сменяются симметричными циклами «Печорского» типа, в которых относительно маломощные баровые песчаники являются наиболее мористой фацией, занимая место карбонатных горизонтов. Все эти данные в совокупности свидетельствуют о постепенных изменениях палеоландшафта от приморской аллювиальной равнины с удаленной областью питания до сухой равнины, питаемой главным образом обломочным материалом, выносившимся из сравнительно близко расположенных источников. Усиленный вынос гидроокислов железа в картамышское время вероятнее всего можно трактовать как показатель относительно сглаженного рельефа области сноса и устойчивого развития коры выветривания.

Перестройка палеоландшафта находит отражение и в изменении характера циклического строения.

Угленосная толща среднего карбона отличается очень закономерным характером сложно-циклического строения, с хорошо выдерживающимися соотношениями мощностей циклов разных порядков и относительным постоянством средней мощности мелких циклов осадконакопления (Жемчужников и др., 1960; Феофилова и Левенштейн, 1963). В араукаритовой свите закономерный характер сложноциклического строения нарушается. Мощности мелких циклов периодически уменьшаются до 3—5 м, что лишает постоянства соотношение мощностей циклов разных порядков. В картамышской свите наблюдается тенденция к упрощению циклического строения за счет крайне неотчетливого проявления мелких циклов первого и второго порядков.

Второй этап, отвечающий развитию верхней части картамышской свиты, характеризуется усилением мобильности рассматриваемой области, что выразилось во все более интенсивном прогибании бассейна накопления, в расширении его площади и нарастании морских трансгрессий. Инверсия в характере осадконакопления приходится на макроцикл 4, где появляются грубообломочные отложения временных потоков, свидетельствующие о максимальном приближении области сноса, и, с другой стороны, — отложения лагунно-заливной фации. По мере развития трансгрессивного осадконакопления прибрежно-континентальные отложения вытесняются глинистыми и карбонатными осадками все более открытых заливов. Баровые песчаники трансгрессивного типа перестают быть наиболее мористой фацией, уступая в этом отношении место карбонатным горизонтам, постепенно освобождавшимся от алевроитовой примеси и обогащавшимся фаунистическими остатками. В верхнем макроцикле, содержащем основные карбонатные горизонты свиты ( $Q_8—Q_{10}$ ), баровые песчаники встречаются только в регрессивных частях мелких циклов, которые снова приобретают асимметричный характер, подобный циклам угленосного карбона Донецкого бассейна. Резко

меняется и характер циклического строения. Это выражается в сокращении мощностей мелких циклов (в среднем в 2,5—3 раза). В то же время границы циклов всех порядков становятся более отчетливыми, а их мощности более выдержанными. Цикличность приобретает снова закономерный характер, однако отличный от среднего карбона. Она выражает новый тектонический режим с преобладающей ролью нисходящих движений, что в значительной мере способствовало, наряду с прогрессирующей аридизацией климата, последовавшему мощному соленакопленению.

Отмеченные особенности в развитии Донецкого прогиба не нарушают господствующих сейчас представлений о существовании его в качестве единой отрицательной структуры вплоть до верхнепермского времени. Они лишь несколько конкретизируют те изменения в тектоническом режиме прогиба, которые допускаются многими исследователями, как предшествовавшие основным фазам складчатости. Так, В. С. Попов (1963) в вышеупомянутом монографическом труде по геологии Донбасса пишет: «Существенное значение в создании герцинских складчатых сооружений Донбасса имели не движения конца верхнего карбона и начала нижней перми, а гораздо более поздние — заальские и особенно пфальцские». Однако тут же следует оговорка: «Тем не менее мы должны признать, что начало конседиментационного формирования такой основной структуры, как Главная антиклиналь, могло быть связано с более ранними движениями начала нижней перми» (стр. 114). Цитируя В. Д. Фомичева, В. С. Попов соглашается с возможностью проявления в Донецком бассейне в зачаточной форме и еще более ранних верхнекарбонных дифференциальных поднятий и опусканий.

Следствием подобных дифференциальных поднятий, преобладавших на первом этапе, и явилось включение во временный размыв более близких областей, расположенных скорее всего в прибортовых участках прогиба.

Преобладание нисходящих движений во втором этапе продолжалось весьма длительное время. Кульминационный период в развитии морских трансгрессий приходится на верхнюю половину артемовской свиты, содержащей мощные известняки с прогрессивно уменьшающейся ролью доломита, вплоть до чисто кальцитовых разностей с богатой и разнообразной типично морской фауной. Мощность известняковых горизонтов достигает 10, иногда даже 20 м, вмещающими их породами являются сероцветные алевролиты и глины с морской фауной. Морские терригенные и карбонатные горизонты артемовской свиты залегают среди мощных пластов ангидрита и каменной соли, причем химические осадки в целом резко преобладают в этой свите (от 70 до 90%). Таким образом, нарастающая аридизация климата сочетается в этой части разреза с трансгрессивным развитием осадконакопления.

В. Новый, третий этап развития Донецкого прогиба, очевидно, предшествовавший его замыканию, приходится на краматорскую свиту. Она несет несомненные признаки ослабления связей с открытым морем, что в условиях аридного климата привело к обмелению и повышению степени минерализации солеродного бассейна, подавлению карбонатной садки, резкому преобладанию галогенного осаднения, завершившегося образованием калийных солей. Как и на первом этапе, в краматорское время нарастающая аридизация климата сочетается с регрессивным характером осадконакопления. Несмотря на резко различный состав пород первого и третьего этапов, обусловленный в первую очередь резкой разницей в степени аридизации, терригенные осадки краматорской свиты имеют некоторые общие черты с осадками нижней части картамышской свиты. Они представлены преимущественно красноцветными глинами лагунно-озерного генезиса, в отличие от сероцветных заливно-морских терригенных осадков второго, трансгрессивного этапа.

Если считать, что особенности первого этапа отражают слабые проявления начальных фаз складчатости, приведшей в конце нижнепермского времени к замыканию прогиба, становятся понятными вышеотмеченные черты сходства фациальных типов гумидной обстановки верхнего карбона с типами нижнего карбона, отлагавшимися в начале развития Донецкого прогиба.

Для обоих периодов характерны постепенные перестройки палеоландшафта, осуществлявшиеся на фоне неустойчивого тектонического режима. В обоих случаях наблюдается приближение области сноса, признаки развития в ней коры выветривания, появляются отложения временных потоков.

Сходные черты можно подметить и в ландшафтах нижней части картамышской свиты и собственно угленосной свиты  $C_1^3$  нижнего карбона. Они обусловлены приуроченностью этих интервалов к периодом относительной стабилизации колебательных движений и этапам уравновешенного осадконакопления с очень слабой дифференциацией пород и фаций. В обеих свитах преимущественное развитие в это время получили прибрежно-континентальные осадки фаций лагун, реликтовых озер и континентальных озер с частыми признаками почвообразования. Однако ко времени образования картамышской свиты климатический фактор оказывал уже столь существенное влияние, что вместо угленосной формации здесь получили развитие красноцветные осадки с очень скудными органическими остатками и признаками непромышленного медепроявления.

Учитывая особенности тектонического режима и климата, в изученном разрезе можно выделить 3 формационных комплекса.

Отложения араукаритовой свиты представляют первый комплекс переходного характера, с неопределенным положением нижней границы, местами спускающейся в нижележащую авиловскую свиту. Эти отложения можно относить к переходной разновидности как угленосных, так и красноцветных формаций. Последнее представляется более правильным, так как отложения эти практически неугленосны, следы же углепроявления в некоторых типах красноцветных формаций отмечаются многими авторами.

Второй же комплекс представлен отложениями нижней (большей) части картамышской свиты. Он отвечает периоду в общем ослабленных колебательных движений с преобладанием дифференциальных поднятий, обусловивших появление более близких областей питания со сглаженным рельефом и, одновременно, уже существенной аридизацией климата. Отложения эти несомненно следует относить к группе красноцветных формаций, хотя внутри нее они занимают также своеобразное, в климатическом отношении — переходное положение. Верхняя граница этой формации хорошо маркируется началом отчетливо трансгрессивного развития осадконакопления; нижняя примерно совпадает с границей между карбоном и пермью.

Третий комплекс начинается с отложений верхней части картамышской свиты, заканчиваясь, по-видимому, уже в вышележащей никитовской свите. Он отвечает усилению нисходящих движений и выключению из размыва близких областей сноса при нарастающей аридизации климата. Соответственно обломочный материал, поступавший преимущественно в тонкоотмученной форме, постепенно вытесняется хемогенными компонентами. В целом для этого формационного комплекса характерен смешанный терригенно-хемогенный состав с резким преобладанием сероцветной окраски пород.

## Глава V

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОДНОИМЕННЫХ ФАЦИЙ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Прослеживание различных признаков пород одноименных фаций при переходе от гумидной обстановки к слабоаридной показало, что эти признаки изменяются и что их изменение имеет закономерный и направленный характер.

#### Макроскопически заметные признаки

Изменения макроскопических признаков терригенных пород, определяющих в гумидной обстановке литогенетические типы, заключаются по существу в постепенном исчезновении или все более неотчетливом проявлении их. Первыми исчезают карбонатные конкреции в алевритоглинистых осадках морских и заливно-лагунных водоемов, широко развитые в отложениях угленосного карбона (главным образом поясковолинзовидной формы). Как указывалось ранее, они еще встречаются в гумидной обстановке араукаритовой свиты, но в весьма ограниченном развитии и, как правило, очень слабо минерализованы (по сравнению с угленосным карбоном); в гумидной обстановке с признаками засушливости карбонатные конкреции присутствуют только в континентальных осадках, переработанных процессами почвообразования (мелкие, более или менее изометричной формы); в слабоаридной обстановке конкреции вообще отсутствуют.

Одновременно исчезают фаунистические остатки, практически отсутствующие уже в гумидной обстановке с признаками засушливости.

Растительный материал также неуклонно сокращается, хотя и не столь резко, как фауна; в гумидной обстановке с признаками засушливости растительные остатки в озерных фациях еще достаточно обильны; в небольшом количестве они встречаются и в отложениях слабоаридной обстановки. Сокращение растительного материала сопровождается его измельчением и частичной или полной минерализацией. Так, в гумидной обстановке наряду с детритом встречаются и крупные остатки стеблевых, изредка — обрывки листевой ткани. В гумидной засушливой обстановке присутствует главным образом детрит, реже встречаются мелкие растительные остатки. От более крупных чаще всего сохраняются только следы в виде соответствующей формы прожилок различных оттенков красного, бурого или зеленовато-охристого цвета; реже встречаются зеленовато-серые прожилки, внутри которых иногда различаются реликты растительной ткани. В слабоаридной обстановке присутствует почти исключительно мелкий растительный детрит; следы более

крупных обрывков проблематичны, проявляясь лишь в обесцвеченных зеленовато-серых прожилках и пятнах.

Текстурный признак, весьма важный в условиях угленосного карбона, постепенно становится все менее характерным. Все формы слоистости теряют отчетливость и различаются лишь на отдельных участках среди преобладающей неслоистой породы, часто с неровным расколом или даже комковатой текстурой. Частично это объясняется сокращением растительного материала, подчеркивающего слоистость, частично же — является следствием специфики гидродинамического режима в изменившихся ландшафтно-климатических условиях.

Таким образом, в слабоаридной обстановке образования картамышской свиты  $R_{1}^{кт}$  детальный фациальный анализ (базирующийся в основном на макроскопических признаках) становится крайне затруднительным или даже невозможным, если не использовать окраску пород. Вопрос генетической интерпретации окраски рассматривается в главе VI.

### Особенности структуры и микротекстуры

Наиболее существенным изменением, заметным иногда и макроскопически, является ухудшение сортировки. Это ухудшение почти не выражено в осадках центральных частей относительно открытых водоемов типа заливов, но становится значительным в зоне волнений и течений их прибрежной части, в барах, а также в изолированных водоемах лагунно-озерного типа.

Наряду с общим ухудшением сортировки осадков перечисленных фаций в слабоаридной обстановке по сравнению с гумидной наблюдается отчетливое ухудшение сортировки в пределах некоторых фаций внутри слабоаридной обстановки, при переходе от серых разностей к красноцветным. Существенно, что такими фациями являются бары и прибрежные зоны волнений и течений лагунно-заливных водоемов, сложенные песчано-алевритовыми осадками, наиболее тесно связанными с материалом, поступающим с континента. При этом довольно плохо сортированные пестроцветные баровые песчаники отличаются от лучше сортированных сероцветных также и вещественным составом: в них увеличивается содержание полевых шпатов, снижается содержание обломков горных пород, в составе карбонатного цемента резко преобладает доломит (см. гл. II и табл. 3, образцы 153а/54 и 100/54). По классификации В. Д. Шутова, эти песчаники относятся уже к загрязненным аркозам, в отличие от грауваккового состава основной массы песчано-алевритовых пород картамышской свиты. Подобные изменения сортировки и вещественного состава баровых песчаников свидетельствуют об относительной близости области сноса. Вместе с тем в структурном отношении баровые отложения картамышской свиты более тонкозернисты и в целом имеют ограниченное развитие по сравнению с гумидной обстановкой. В единичном случае появления грубого материала (маломощный прослой гравелито-брекчии) он резко сменяется вверх по разрезу плохо сортированным песчаником и весь этот горизонт по своему строению является гораздо более типичным для отложений временных потоков, чем для подводных, а тем более надводных русел дельтовой группы фаций. Все эти факты указывают на быструю разгрузку водных потоков временного характера вблизи питающих возвышенностей, с отложением основной массы грубозернистого материала в форме конусов выноса или сухих дельт за пределами изученного нами района.

Другой структурной особенностью пород слабоаридной обстановки является наличие в них сингенетичных алеврито-глинистых обломков, встречающихся в различных фациях, но преимущественно в пестроцветных разностях прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов, прибрежных

баров и почвенных горизонтов. В гумидной обстановке они встречаются только в осадках фации зарастающих озер и в целом не характерны.

С переходом к слабоаридной обстановке наблюдаются также изменения микротекстуры пород. Для гумидной обстановки характерны однородные или слоистые микротекстуры. Песчано-алевритовые зерна распределены либо равномерно, либо сгущаются в правильные слоечки или вытянутые линзочки; иногда (в фации подводных русел) в пределах отдельных слоечков песчано-алевритовый материал закономерно утоняется от основания слойка к его верхней части (микроритмическая сортировка). Чешуйки глинистых минералов ориентированы параллельно слойкам. Лишь в породах фации зарастающих озер наблюдаются участки нарушенной микротекстуры, с скоплением алевритовых зерен вокруг карбонатных пятен или обломочков тонкочешуйчатой глины и с беспорядочной ориентировкой глинистых чешуек. По мере появления и нарастания признаков аридизации все более широкое развитие получают пятнистые текстуры, с кучкообразным распределением песчано-алевритовых зерен и беспорядочной ориентировкой глинистых чешуек; одновременно учащаются нарушения первично слоистой текстуры. В слабоаридной обстановке подобные изменения микротекстуры наблюдаются во всех фациях, за исключением сероцветных осадков фации заливов; наиболее интенсивно они проявляются в пестроцветных и красноцветных разностях, где пятнисто-беспорядочные и нарушенные микротекстуры подчеркиваются гидроокислами железа. В фации континентальных осадков с признаками почвообразования исключительно прихотливая форма скоплений алевритовых зерен, крайне неравномерное распределение гидроокислов железа с образованием локальных сгущений и раскристаллизованных пятен и вихреватое расположение глинистых чешуек создают подобие флюидалной текстуры.

Отмеченные изменения структурных и текстурных особенностей пород сближают их с делювиально-пролювиальными отложениями депрессионных равнин, окаймленных возвышенностями. В частности, имеется много общего между плохо сортированными озерными отложениями, в том числе переработанными почвообразованием, развитыми в переходной и слабоаридной обстановках нашего разреза, и отложениями делювиальных шлейфов и пересыхающих озер фации сухих равнин, развитыми в верхних свитах угленосного карбона Карагандинского бассейна (Коперина, 1956).

Сходство условий отложения картамышской свиты с сухими равнинами проявляется также в малом количестве растительного материала, нечетком проявлении слоистости, пестроцветной окраске пород. Все эти особенности связаны с короткими путями водной транспортировки, неустойчивостью гидродинамического режима потоков, резким падением их скоростей с одновременной разгрузкой различного по величине материала (плохая сортировка и нечетко выраженная слоистость); также с периодическим пересыханием водных акваторий, понижением уровня грунтовых вод и усилением аэрации (сингенетичные обломки, пятнисто-беспорядочная микротекстура, плохая сохранность растительного материала, появление красной окраски). Вместе с тем следует подчеркнуть, что в Карагандинском бассейне осадки фации сухих равнин чередуются исключительно с континентальными же фациями (русел, дельт, озер и болот), тогда как в наших условиях они парагенетически связаны с осадками более или менее отшнурованных морских водоемов лагунно-заливного характера. Следовательно, фациальная обстановка образования картамышской свиты в изученном нами районе отличается значительно большей продвинутой в сторону бассейна и соответственно — удаленностью от питающих возвышенностей по сравнению с верхними



свитами Карагандинского бассейна. Этим можно объяснить ограниченность развития в картамышской свите Славянского района типичных для фации сухих равнин отложений временных потоков и полное отсутствие отложений конусов выноса. Как уже было отмечено, имеются все основания ожидать развития этих фаций в районах, более близких к области сноса.

В целом направленность изменения структур и текстур пород достаточно убедительно свидетельствует о нарастании интенсивности формирования делювиальных и пролювиальных отложений, что является характерным признаком аридизации климата (Страхов, 1962).

### **Некоторые особенности петрографического состава терригенных пород**

Сравнение петрографического состава песчаных пород верхнего карбона и нижней перми показывает довольно существенные различия между ними. Состав песчаных пород картамышской свиты типично граувакковый (см. табл. 3). Песчаные породы верхнего карбона содержат заметно больше полевых шпатов, в том числе калишпатов, и меньше — обломков пород, в том числе эффузивов. Их можно отнести к загрязненным аркозам. Кроме того, в картамышской свите нижней перми, особенно в красноцветных разностях песчаных пород, сильно повышено содержание рудной фракции. Существенно также, что в картамышской свите состав песчаных пород менее однороден, довольно резко изменяясь в зависимости от гранулометрического типа и окраски.

Глинистые породы верхнего карбона и картамышской свиты, а также вышележащих, существенно хемогенных свит нижней перми, изучались В. Д. Шутовым с использованием методов электронной микроскопии, рентгеноструктурного и термического анализов. Согласно его данным, глинистые минералы в обеих детально изученных нами свитах состоят из резко преобладающей диоктаэдрической гидрослюдой типа 2М (мусковитового ряда) и хлорита, содержащегося в подчиненном количестве. Подсчет, произведенный для одного образца бурой глины лагунно-заливной фации из картамышской свиты, показал содержание гидрослюдой 85%, хлорита 15%. Судя по нашим наблюдениям в шлифах, это содержание хлорита является минимальным; в песчано-алевритовых породах прибрежных участков лагунно-заливных водоемов, в барах, а также в глинистых осадках озер, содержание хлорита заметно возрастает. По мнению В. Д. Шутова, гидрослюда 2М имеет несомненно обломочное происхождение, связанное в основном с диспергацией и гидратацией обломочных слюд. Хлорит, по-видимому, главным образом аутигенный, развившийся за счет обильного свежего силикатного материала. В анализированных образцах монтмориллонит не установлен, хотя автор оговаривает нередкое присутствие его в подобных парагенетических ассоциациях, находящихся на стадии диагенеза — начального эпигенеза; позднее, в связи с общим погружением отложений монтмориллонит исчезает, замещаясь либо хлоритом, либо гидрослюдой.

Существенные изменения в составе глинистых минералов фиксируются только с переходом к отложениям вышележащей никитовской свиты терригенно-хемогенного состава. Они выражаются в появлении вермикулита или смешанно-слоистого образования: хлорит — разбухающий хлорит; при этом вермикулитовый компонент иногда существенно обогащается MgO (до 18,5%). По мере нарастания аридизации роль вермикулитового компонента увеличивается и в некоторых образцах соленосной свиты становится преобладающей.

Таким образом, состав глинистого материала оказывается малочувствительным к климатическим изменениям, сказываясь лишь на более

высоких ступенях аридизации. Надо сказать, что из верхнего карбона были изучены единичные образцы верхней части свиты  $C_3^1$  и нижней части свиты  $C_3^2$  в районе Горловской геологоразведочной партии (участок Дзержинский Глубокий, скв. 1871). В фациальном отношении это морские и лагунные глины с обильной фауной типично гумидной обстановки. Из картамышской свиты также были изучены главным образом глинистые отложения заливно-лагунных фаций. В обеих свитах исследованием не были охвачены континентальные осадки, в том числе почвенные горизонты, где возможно присутствие монтмориллонита. В шлифах из почвенных горизонтов всех трех обстановок видны включения тонкочешуйчатой глины с высоким двупреломлением, слегка желатинизирующей; подобная же глина наблюдалась в песчаниках подводных и надводных русел, содержащих каолинит (в гумидной обстановке)<sup>1</sup>.

Особо следует остановиться на фиксированной нами (по шлифам) примеси каолинита к цементу песчаных пород гумидных обстановок верхнего карбона. Тесная приуроченность каолинита в гумидной обстановке — к фации подводных и надводных русел, а в гумидной-переходной обстановке (где эти фации отсутствуют) — к мощным барам трансгрессивного типа, наиболее тесно связанным с русловыми осадками, говорит в пользу привноса каолинита из области сноса. Сокращение каолинита в породах других фаций лагунно-заливного побережья следует, по-видимому, объяснять разрушением его в более щелочной среде этих последних.

Выше (глава I) было отмечено, что возможность диагенетического образования иллита за счет глинистых минералов почв и коры выветривания области сноса, представленных главным образом каолинитом и монтмориллонитом, допускалась многими исследователями, в частности Ван-Хутеном (Van Houten, 1948). По данным Крынина (Крынин, 1949) и Свайнфорд (Swineford, 1955), можно полагать, что каолинит сохранился в триасовых красноцветных отложениях континентального генезиса, образовавшихся в жарком гумидном климате, и разрушился в прибрежно-морских условиях пермских красноцветов, образовавшихся в жарком сухом климате. Это хорошо согласуется с нашими данными. Весьма характерно также, что в гумидной-переходной обстановке каолинит строго приурочен к песчаным отложениям, совершенно лишенным карбонатной примеси. Именно тем обстоятельством, что в этой обстановке трансгрессивные баровые песчаники бескарбонатны, и объясняется, по-видимому, присутствие каолинита в баровой фации; в гумидной и слабоаридной обстановках, где баровые песчаники всегда сильно карбонатны, каолинита заметно меньше.

Интересные данные и соображения по этому вопросу приводятся в работе Грима (Grim, 1951), посвященной происхождению глинистых минералов (главным образом иллита) в красноцветных палеозойских глинистых сланцах. Привлекая большой материал по разновозрастным ископаемым и современным сероцветным и пестроцветным отложениям как собственных исследований, так и других авторов, Грим приходит к заключению, что каолинит приурочивается к континентальным бескарбонатным осадкам, а среди морских осадков, независимо от их карбонатности, резко преобладает иллит. Появление в континентальных (а тем более в морских) осадках карбоната всегда исключает присутствие каолинита. Грим полагает, что в большинстве изученных им образцов морских (в широком смысле) пород иллит был новообразованием по каолиниту. Косвенным подтверждением этого является значительно более широкое развитие каолинита в современных осадках.

<sup>1</sup> Позднее М. Ф. Викуловой было констатировано присутствие монтмориллонита в некоторых образцах из гумидной обстановки и каолинита — почти во всех образцах обеих гумидных обстановок.

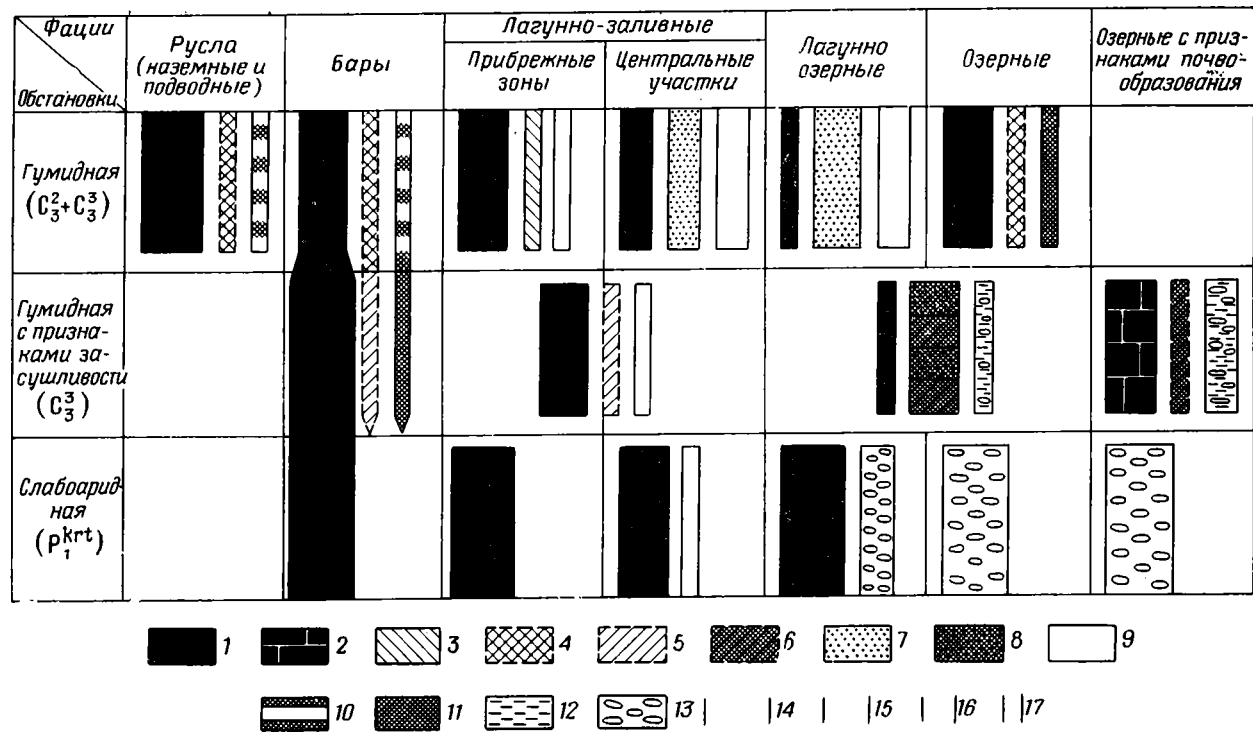
Образованию каолинита благоприятствует обстановка низких рН, характерная для процессов кислого выветривания в жарком гумидном климате с активным выносом щелочей и щелочных земель. Образованию иллита, наоборот, благоприятствует щелочная обстановка, свойственная морским водоемам. Каолинит, поступивший в морской водоем из области сноса, будет неустойчив и в конечном счете перейдет в иллит. Скорость перехода различна и зависит от многих факторов: скорости аккумуляции, состава материнских пород, структуры каолинита, величины окислительно-восстановительного потенциала, количества и характера органического материала и т. п. Влияние всех этих факторов еще мало изучено. Процессы диагенетического преобразования монтмориллонита и каолинита в иллит далеко не всегда идут до конца, а иногда и вовсе не идут. Во всяком случае, включает Грим, присутствие каолинита в морских (в смысле — неконтинентальных) осадках означает присутствие каолинита в области сноса; оно означает также сравнительно быструю аккумуляцию осадков, обеспечившую сохранность каолинита в среде, явно ему не благоприятной.

Приведенные соображения не только подтверждают обломочный генезис каолинита в породах верхнего карбона, но и дают указания на повышенную скорость аккумуляции в гумидной обстановке с признаками засушливости, в которой каолинит сохраняется в неконтинентальных баровых песчанниках. Правда, дополнительным благоприятным фактором являлось здесь местное понижение рН, обусловившее бескарбонатность осадков. Но это снижение рН несомненно было связано с интенсивным распреснением прибрежных водоемов речными водами; оно явилось следствием того же процесса, что и повышение скорости аккумуляции, а именно — приближения области сноса. Процесс этот продолжался и в картамышское время, о чем свидетельствуют генетические признаки пород прибрежно-континентальных фаций, сближающие их с пролювиально-делювиальными отложениями сухих равнин, которые окаймлялись питающими возвышенностями; об этом же говорит усиливающаяся пестрота минерального состава песчаных пород. Однако прогрессирующая аридизация климата ограничила возможность резких снижений рН в прибрежных участках водоемов, расположенных на простирации временных потоков, в соответствии с чем каолинит здесь не сохранился.

Другой интересной особенностью состава глинистых пород нашего разреза, хорошо заметной при микроскопическом просмотре шлифов, является обилие аутигенных лептохлоритов, в том числе шамозита, в отложениях слабоаридной обстановки. Лептохлориты встречаются во всех фациях, но особенно часто в песчано-алевритовых породах прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов и баров, а также в глинистых отложениях озер. В центральных участках заливно-лагунно-озерных водоемов и в почвенных горизонтах содержание лептохлоритов относительно понижено, а в типе голубовато-серых глин открытых заливов (верхи картамышской свиты) они практически отсутствуют. Образование лептохлоритов мы связываем с процессами редукции трехвалентного железа, о чем подробнее будет сказано в последующих разделах.

### **Формы нахождения растительного материала**

Растительный материал в гумидной обстановке присутствует в обугленной, пиритизированной и в той или иной степени гелифицированной форме. Соотношение этих трех форм неодинаково в различных фациях гумидной обстановки и существенно изменяется по мере нарастания аридизации и перехода в слабоаридную обстановку. В самом общем виде это отражено графически на фиг. 5. Графики не характеризуют



Фиг. 5. Формы нахождения растительного материала в породах различных фаций и обстановок  
 1 — обугленный; 2 — то же, с постседиментационным раздроблением; 3 — гелифицированный, оранжево-коричнево-красный; 4 — слабо гелифицированный с преобладанием буровато-коричневых тонов; 5 — то же, бурый; 6 — гелифицированный в смеси с гидроокислами железа; 7 — полностью гелифицированный до бесформенной коллоидальной массы; 8 — то же, в смеси с гидроокислами железа; 9 — пиритизированный; 10 — то же, с последующим частичным окислением пирита; 11 — то же, пирит нацело окислен; 12 — следы растительных остатков в форме пестроцветных прожилков; 13 — то же, в форме осветленных (редуцированных) прожилков.  
 Ширина колонок показывает относительное количество той или иной формы: 14 — исключительное развитие или редкое преобладание; 15 — преобладает; 16 — в сравнимых количествах с другими формами; 17 — резко подчиненное развитие

абсолютное содержание растительного материала в породах, а дают лишь приближенную качественную оценку относительного содержания обугленного, пиритизированного и гелифицированного материала, полученную в результате просмотра большого количества шлифов. В горизонтальном ряду фаций алеврито-глинистые осадки центральных участков лагунно-заливных водоемов помещены в середину. Налево от них расположены фации, представленные относительно более грубыми алеврито-песчаными осадками, в порядке постепенного приближения к континенту; в противоположном направлении фации расположены в такой же последовательности, но представлены они тонкими алеврито-глинистыми осадками.

Подобное расположение фаций позволяет проследить изменение характера растительного материала с учетом гранулометрического состава пород и в то же время с сохранением генетической связи между отдельными фациями.

Как видно, в пределах гумидной обстановки растительный материал содержится во всех трех формах. При этом наиболее интенсивная гелификация приурочивается к отложениям реликтовых озер, лагун, в меньшей мере — заливов. Наряду с обугленным растительным детритом здесь содержится много сильно разложившейся растительности, представленной потерявшими очертания волокнами или совершенно бесформенной аморфной массой темно-бурого цвета. Общее содержание  $S_{орг}$  в лагунно-озерных отложениях, по данным анализов, изменяется в пределах 1,1—1,4%, достигая в одном образце лагунного алевролита 9,6%. Наряду с обильной растительностью отложения этих фаций содержат много пирита, по данным химического анализа — от 1,4 до 2,8%, что составляет 27—44% от общего количества железа в породах. В заливных отложениях нацело пиритизированы все растительные остатки подводного типа, чему способствовала, по-видимому, свежесть этого материала, его высокая реакционная способность, а также связь с морскими водами, обеспечивавшая достаточное содержание  $SO_4^{2-}$ . Во всех других, более прибрежных фациях содержание пирита резко понижено, определяясь сотыми долями процента;  $S_{орг}$  также понижено, не превышая 0,7%, чаще оно менее 0,3%. Одновременно наблюдается резкое сокращение в отложениях этих прибрежно-континентальных фаций как интенсивности гелификации, так и количества затронутой ею растительности при ответственном повышении роли обугленного материала.

Таким образом, в гумидной обстановке максимальная гелификация наблюдается в породах с признаками восстановительной среды диагенеза, существовавшей в более или менее изолированных от моря прибрежных водоемах, в которые поступало большое количество реакционноспособной растительности. Темно-бурая окраска разложившейся растительности, по-видимому, указывает на то, что она приносилась уже в слегка обугленном (окисленном) состоянии; яркие оранжево-красные тона наблюдались только в прибрежно-морских алевритовых осадках.

Снижение интенсивности гелификации, а равно и пиритизации растительных остатков в отложениях других фаций можно связывать с улучшением аэрации вследствие повышения гидродинамической активности водоемов (в фациях левого ряда) и относительной мелководности их. В результате, осадки долгое время находились в окислительных условиях, влияние восстановительных условий среды диагенеза сказалось позднее и было менее интенсивным, о чем свидетельствует, в частности, значительно меньшее содержание пирита. При этом характерно, что пирит в баровых и дельтовых песчаниках развит главным образом вне связи с растительными остатками, а приурочен к пластинкам биотита или заполняет поры, представляя, по-видимому, несколько

более позднее образование. Последующее окисление пирита, в особенности характерное для наземных фаций, где пирит окислен нацело, говорит о неустойчивости окислительно-восстановительного потенциала, о непродолжительности воздействия на осадок восстановительных условий среды диагенеза. Это можно рассматривать как результат поднятий и вывода осадков снова в окислительную зону. Как показывают данные фашиально-циклических исследований угленосного карбона Донбасса (Жемчужников и др., 1959, 1960), периодические поднятия области накопления были весьма характерны для времени образования прибрежных песчано-алевритовых осадков регрессивных частей отдельных циклов.

В гумидной обстановке с признаками засушливости наблюдается увеличение относительного количества обугленного материала и снижение интенсивности гелификации, в общем совпадающие с нарастанием окислительных тенденций, вплоть до появления красноцветных пород и полного исчезновения пирита. Наряду с этим условия максимальной гелификации локализуются в красноцветных озерных отложениях континентальной группы фаций (показанных на графике), где к разложившейся растительной органике примешивается большое количество гидроокислов железа и совершенно отсутствует пирит; в зеленовато-серых отложениях реликтовых озер и в осадках лагунно-заливных водоемов, где вместе с обугленным встречается и пиритизированный материал, — гелификация выражена очень слабо, затрагивая лишь единичные обрывки.

Таким образом, в отличие от гумидной обстановки условия максимальной гелификации продвинуты здесь на континент и связаны с породами, несущими признаки окислительных условий.

Возможно, что приближение к континенту обусловлено более интенсивным развитием в переходной обстановке процесса фюзенизации, в силу чего растительный материал мог захорониться в относительно свежем, доступном для постседиментационной гелификации состоянии лишь при условии его автохтонности или незначительности путей переноса. При этом, однако, трудно допустить, чтобы сколько-нибудь интенсивная гелификация могла осуществиться в окислительной среде. Более вероятно, что в начальной стадии диагенеза среда была слабо восстановительной, окислительные же условия установились позднее, в результате поднятий и причленения озерных водоемов к суше. При образовании осадков континентальных озер со следами почвообразования господствовали окислительные условия, в соответствии с чем гелификация выражена слабо. В постседиментационное время имело место главным образом раздробление растительных остатков, попавших в водоем уже в обугленной форме, и полное разложение (минерализация) более свежих остатков в аэробных условиях.

Последующее влияние восстановительных условий среды диагенеза выразилось здесь в частичной, реже полной, но всегда более или менее локальной редукции гидроокислов железа с образованием характерной для этих отложений пятнистой окраски. Локальность редукции обусловлена недостаточным количеством реакционноспособной органики, в соответствии с чем осветленные участки часто повторяют контуры уничтоженного остатка, иногда содержат реликты обугленной растительной ткани. Редукция гидроокислов железа имела место и в осадках реликтовых озер, но в почвенных горизонтах она получила более широкое развитие. Это можно объяснить тем, что образование осадков со следами почвообразования в отдельных циклах осадконакопления отвечает периоду относительной стабилизации области осадконакопления, предшествовавшей последующему опусканию. Поэтому изменения окислительно-восстановительного потенциала в среде диагенеза могут

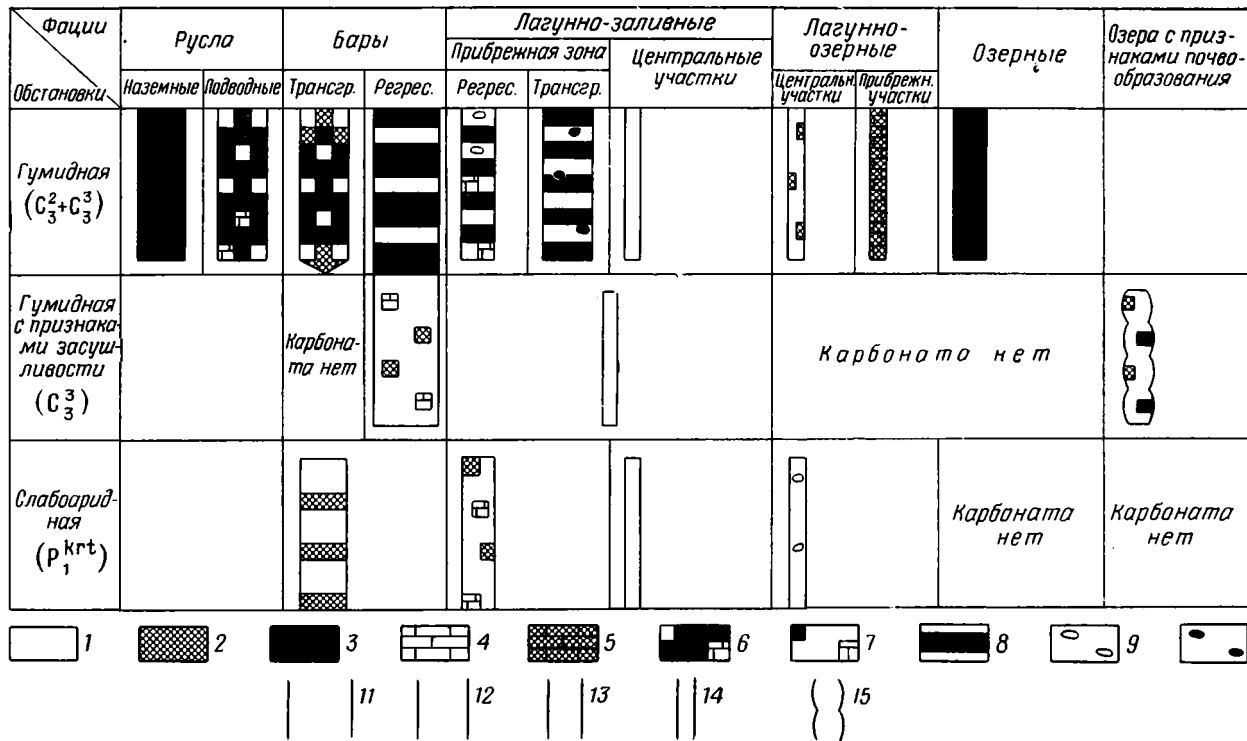
обуславливаться здесь лишь кратковременно действующими и локальными факторами, суммарное же влияние восстановительных условий в диагенезе оказывается более устойчивым.

В слабоаридной обстановке, с резким преобладанием окислительных условий, растительный материал присутствует только в форме мелкого обугленного детрита, приуроченного к сероцветным прослоям, главным образом лагунно-заливной фации. Судя по тому, что в сероцветных породах этой фации встречаются мелкие выделения пирита, отсутствие гелифицированной органики следует объяснять тем, что значительная часть растительного материала поступала в лагунно-заливные водоемы в обугленной, не реакционноспособной форме, другая же часть полностью расходовалась на процессы редуции трехвалентного железа, получившие в этой обстановке очень широкое развитие. В фациях прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов и баров возможности гелификации растительного материала были еще более ограничены ввиду неустойчивости окислительно-восстановительного режима с преобладанием в общем окислительных условий. В сероцветных породах этих фаций содержится немного мелкого растительного детрита и встречаются редкие мелкие выделения пирита, приуроченные главным образом к пластинкам биотита. В группе озерных фаций окислительные условия выражены наиболее резко, пирит отсутствует, а мелкий обугленный детрит содержится только в отложениях реликтовых озер (фации лагунно-озерных водоемов). Здесь же появляются частые следы растительных остатков в виде редуцированных участков, которые получают исключительное развитие в более мелководных застойных и зарастающих озерах с признаками почвообразования. Таким образом, в окислительных условиях слабоаридной обстановки процессы обугливания, постседиментационного раздробления и полного разложения растительного материала достигают максимального развития.

### Распределение и состав рассеянного карбоната

Распределение рассеянного карбоната в породах различных фаций и обстановок и особенности его состава отражены на диаграмме (фиг. 6), построенной в тех же координатах (фации — обстановки), которые были приняты для растительного материала. Отдельные графики показывают относительное содержание карбонатного вещества сравнительно с другими типами цемента и соотношение отдельных карбонатных минералов: доломита, кальцита, железистого доломита и железистого карбоната. Последний представлен, судя по единичным определениям показателей преломления, анкеритом. Графики выражают приближенную, качественную оценку, полученную в результате просмотра шлифов с использованием реакций окрашивания.

В гумидной обстановке максимальное количество карбоната явно связано с прибрежно-континентальными фациями, в особенности с фациями, представленными песчаными отложениями. При этом исключительное развитие карбонат получает в баровых песчаниках регрессивного характера, где он подавляет все другие типы цемента. В песчаниках наземных и подводных русел и тесно с ними связанных трансгрессивных баров количество карбонатного цемента заметно уменьшается. В прибрежно-морских алевритовых осадках (зоны волнений и течений), слагающих регрессивные части циклов, а также в алевритовых отложениях болотных озер карбонат имеет уже подчиненное значение, а в алеврито-глинистых осадках лагунно-заливных водоемов и реликтовых озер встречаются лишь редкие мелкие включения карбоната. Прибрежно-морские алевролиты трансгрессивного типа в отдельных циклах осадконакопления занимают место карбонатных горизонтов, часто замещаая



Фиг. 6. Распределение и состав рассеянных карбонатов в породах различных фаций и обстановок.

1 — доломит; 2 — железистый доломит; 3 — железистый карбонат (типа анкерита); 4 — кальцит; 5 — кальцит с примесью железа; 6 — железистый карбонат с редкими пятнами других карбонатов; 7 — доломит с редкими пятнами других карбонатов; 8 — доломит и железистый карбонат в сравнимых количествах; 9 — оолиты микрозернистого доломита среди перекристаллизованного карбоната; 10 — оолиты, сложенные перекристаллизованным железистым карбонатом, в ядре — остатки фауны. Ширина и конфигурация колонок показывают относительное количество карбоната в целом; 11 — исключительное развитие или резкое преобладание; 12 — сравнимое с другими типами цемента; 13 — подчиненное развитие; 14 — незначительная примесь; 15 — карбонат содержится только в форме мелких конкреций



их по простиранию, чем и объясняется повышенное содержание в них карбонатного материала.

В составе карбонатов преобладающая роль принадлежит доломиту и железистому карбонату, причем последний получает исключительное развитие в континентальных фациях даже вне зависимости от их гранулометрического состава (песчаники надводных русел и алевритовые осадки болотных озер) и закономерно убывает с удалением от континента. В карбонатном цементе песчаников подводных русел и тесно с ними связанных трансгрессивных баров появляется уже заметная примесь доломита, существенно увеличивающаяся в регрессивных барах. В фации подводных русел иногда встречается кальцит, приуроченный к основанию тех песчаников, которые залегают непосредственно на карбонатных горизонтах. В лагуно-заливных отложениях и центральных участках реликтовых озер развит чистый доломит, лишь иногда с редкими мелкими пятнами железистого доломита; в прибрежных участках озер редкие включения карбоната представлены ожелезненным кальцитом.

Сравнение приведенного характера распределения и состава карбонатного материала с данными по угленосной свите  $C_2^6$  среднего карбона Донбасса (Страхов и др., 1959) выявляет специфические особенности рассеянного карбоната в породах верхнего карбона западной части Донецкого бассейна. Следует, однако, оговориться, что в упомянутой работе все выводы базируются на данных химического анализа карбонатов, дающего точные количественные содержания солей углекислого кальция, магния, железа и марганца, с которыми и оперируют авторы. Это несколько затрудняет сопоставление их с нашими данными, не подкрепленными количественным анализом. Однако различия столь существенны, что их нельзя отнести лишь за счет возможных погрешностей качественных оценок состава и содержания карбонатов по шлифам.

Во-первых, в породах гумидной обстановки верхнего карбона в целом содержится значительно больше карбонатного материала. Количественно он составляет (судя по шлифам) не менее 10% в песчаных породах, в отдельных же горизонтах баровых песчаников содержание его может быть определено в 20—25% и выше. В свите  $C_2^6$  среднее содержание  $CO_2$  в отложениях континентальной и переходной групп фаций не выше 2%, что в пересчете дает всего 2,6%  $CaCO_3$  или 1,8%  $MgCO_3$ . В песчано-алевритовых отложениях морской группы фаций, имеющих у нас весьма ограниченное развитие, среднее содержание  $CO_2$  повышается всего лишь до 2,6%.

Во-вторых, в отложениях верхнего карбона суммарная карбонатность распределена значительно менее равномерно, резко сокращаясь, вплоть до полного исчезновения, при переходе от песчано-алевритовых отложений русел и баров к алеврито-глинистым осадкам центральных частей лагуно-заливных и озерных водоемов. В переходной группе фаций свиты  $C_2^5$  (к которой отнесены фации подводных русел, баров, заливов, лагун и реликтовых озер, т. е. как раз фации, преимущественно развитые в гумидной обстановке верхнего карбона) общая карбонатность, судя по средним содержаниям  $CO_2$ , снижается при переходе от песчаников к аргиллитам не более чем в 2 раза.

В-третьих, в составе карбонатов верхнего карбона относительно очень невелика роль свободного кальцита, в большинстве случаев совершенно отсутствующего. Из этого следует, что отношение солей  $CaCO_3/MgCO_3$  в наших породах может быть лишь незначительно превышать коэффициент 1,2, связывающий их в доломитовую молекулу. В породах же свиты  $C_2^6$  в подавляющем большинстве анализированных образцов количество  $CaCO_3$  в 3—5 раз выше, чем  $MgCO_3$ . При этом, однако, встречаются образцы пород, в которых соотношение  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  либо близко к доломиту, либо содержание  $MgCO_3$  больше, чем  $CaCO_3$ .

Подобные образцы встречаются в группе континентальных отложений свиты  $C_2^6$  (7 образцов из 22 анализированных) и в группе переходных отложений (4 образца из 11), составляя примерно  $\frac{1}{3}$  от всей суммы анализированных образцов. Для группы морских фаций свиты  $C_2^6$ , почти не имеющих развития в изученном нами разрезе верхнего карбона, образцы с относительно низким содержанием  $CaCO_3$  совершенно не характерны (всего 2 образца алевролитов из 29 анализированных). Характерно, что во всех «отклоняющихся» образцах свиты  $C_2^6$  выравнивание содержания  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  достигается главным образом путем резкого уменьшения  $CaCO_3$ , что вызывает относительное повышение  $FeCO_3$ ;  $MgCO_3$  меняется согласно с  $FeCO_3$ , но значительно менее интенсивно. Характерно также, что подобные отклоняющиеся образцы с составом карбонатов, в общем близким к преобладающему в породах гумидной обстановки верхнего карбона, резко выделяются из всей массы других образцов с типичным для среднего карбона высоким отношением  $CaCO_3/MgCO_3$ . Переходных разностей между этими двумя группами по существу нет, что отчетливо видно из цифровых материалов, приведенных в табл. 8<sup>1</sup>. В эту таблицу не включены 7 образцов с содержанием суммы карбонатов менее 3,4%, в которых аномально высокое отношение  $CaCO_3/MgCO_3$  (до 14) скорее всего обусловлено погрешностями в определении ничтожных количеств  $MgCO_3$ . В результате исключения этих анализов относительное содержание отклоняющихся образцов (группы *IIa* и *IIб*) увеличилось до 40% (от общего количества).

Сравнивая состав карбонатов групп *IIa* и *IIб* свиты  $C_2^6$  с нашими данными, видим, что в континентальных песчаниках и алевролитах свиты  $C_2^6$  (группа *IIa*) содержание  $MgCO_3$  примерно в 2 раза выше, чем  $CaCO_3$ , при резком преобладании  $FeCO_3$ . Такое соотношение практически исключает как чистый доломит, так и кальцит, представляя сложный железистый карбонат, характерный и для наших континентальных отложений (песчаники наземных русел, алевролиты болотных озер). Среди переходных отложений наряду с образцами подобного же состава не менее часто встречаются образцы с близкими содержаниями  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  и пониженными содержаниями  $FeCO_3$  (группа *IIб*). В подобных образцах не исключена возможность нахождения доломита, однако содержание  $FeCO_3$  все же настолько значительно, что подавляющая масса карбоната, по-видимому, представляет железистый карбонат, подобно тому, как это имеет место в баровых отложениях гумидной обстановки верхнего карбона. Аналогов другим фациям верхнего карбона, с широко или даже исключительным развитием доломита, в свите  $C_2^6$  нет. Причиной этого, вероятно, является то обстоятельство, что в лагунно-заливных водоемах верхнего карбона все железо содержалось уже в пиритной форме, тогда как в свите  $C_2^6$  часть его удерживалась в карбонатной форме. Максимальное количество пирита в образцах переходных отложений свиты  $C_2^6$  не превышает 0,6%, а содержание  $FeCO_3$  не падает ниже 19—20%; в лагунах же верхнего карбона пирита — до 2,8%, а карбонатного железа нет или оно присутствует в ничтожном количестве (следы).

В целом приходим к заключению, что несмотря на существенные различия состав карбонатного материала верхнего карбона не является принципиально новым по сравнению с угленосным средним карбоном; в верхнем карбоне лишь закрепились и получили превалирующую роль условия, которые в среднем карбоне также существовали, но имели подчиненное развитие. Изменения карбонатного материала имеют не столько качественный, сколько количественный характер («отклоняющийся»

<sup>1</sup> Состав карбонатов определялся в образцах с повышенным (по сравнению с средними значениями) содержанием  $CO_2$ , чем и объясняется более высокое содержание в них суммы карбонатов.

Состав рассеянных карбонатов в породах континентальной и переходной групп фаций свиты  $C_2^6$  в Должанском и Боковском районах Донбасса

(по материалам Н. М. Страхова и др., 1959)

| Группа фаций    | Группа по соотношению карбонатов | Порода               | Сумма карбонатов (% от всей породы) | % от суммы карбонатов |                   |                   | CaCO <sub>3</sub> /<br>/MgCO <sub>3</sub> |     |
|-----------------|----------------------------------|----------------------|-------------------------------------|-----------------------|-------------------|-------------------|---|-----|
|                 |                                  |                      |                                     | CaCO <sub>3</sub>     | MgCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> |   |     |
| Континентальные | I                                | Песчаники . . . . .  | 4,50                                | 56,22                 | 12,44             | 30,00             | 4,7                                       |     |
|                 |                                  | То же . . . . .      | 5,81                                | 41,14                 | 10,84             | 46,12             | 4,0                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 6,80                                | 46,17                 | 13,82             | 37,21             | 3,3                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 5,82                                | 48,98                 | 15,46             | 32,99             | 3,3                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 5,28                                | 26,32                 | 10,42             | 62,12             | 2,6                                       |     |
|                 |                                  | Алевролиты . . . . . | 14,33                               | 56,80                 | 14,72             | 26,66             | 3,8                                       |     |
|                 | IIa                              | Песчаники . . . . .  | 5,20                                | 16,54                 | 22,12             | 57,69             | 0,7                                       |     |
|                 |                                  | То же . . . . .      | 5,53                                | 11,57                 | 24,96             | 60,76             | 0,5                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 5,63                                | 15,28                 | 28,60             | 54,17             | 0,5                                       |     |
|                 |                                  | Алевролиты . . . . . | 7,08                                | 7,48                  | 22,32             | 67,94             | 0,3                                       |     |
| Переходные      | I                                | Песчаники . . . . .  | 5,12                                | 64,08                 | 13,86             | 18,94             | 4,6                                       |     |
|                 |                                  | То же . . . . .      | 6,20                                | 63,39                 | 14,68             | 20,16             | 4,2                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 12,79                               | 56,70                 | 16,81             | 23,69             | 3,3                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 9,72                                | 42,18                 | 13,58             | 39,92             | 3,1                                       |     |
|                 |                                  | Алевролиты . . . . . | 8,05                                | 61,62                 | 14,40             | 19,76             | 4,4                                       |     |
|                 |                                  | То же . . . . .      | 6,44                                | 62,11                 | 14,91             | 20,50             | 4,1                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 17,22                               | 44,77                 | 13,30             | 39,78             | 3,5                                       |     |
|                 |                                  | » » . . . . .        | 16,80                               | 55,65                 | 16,97             | 26,31             | 3,3                                       |     |
|                 | IIa                              | Песчаники . . . . .  | 6,67                                | 7,49                  | 15,46             | 69,26             | 0,5                                       |     |
|                 |                                  | Алевролиты . . . . . | 11,55                               | 7,10                  | 14,11             | 73,11             | 0,5                                       |     |
|                 |                                  | То же . . . . .      | 6,95                                | 7,63                  | 21,01             | 63,88             | 0,4                                       |     |
|                 |                                  | IIб                  | Алевролиты . . . . .                | 7,81                  | 20,10             | 16,01             | 61,84                                     | 1,2 |
|                 |                                  |                      | То же . . . . .                     | 4,32                  | 28,01             | 29,16             | 40,28                                     | 1,0 |
|                 | Аргиллиты . . . . .              | 4,78                 | 28,46                               | 28,03                 | 38,70             | 1,0               |   |     |

состав стал нормой, и возросла общая карбонатность). Заметим, что в верхнем карбоне сохраняется также и типичная для свиты  $C_2^6$  упорядоченность в распределении карбонатного материала, проявляющаяся в отчетливой зависимости его как от петрографического, так и от фациального типа осадков.

В трактовке происхождения карбонатного материала в породах верхнего карбона можно, очевидно, исходить из следующих соображений, высказанных Н. М. Страховым в отношении свиты  $C_2^6$  и ряда угленосных свит других верхнепалеозойских бассейнов (Страхов, 1960, т. 2; Страхов и др., 1959).

1. FeCO<sub>3</sub> представляет полностью диагенетическое образование.

2. MgCO<sub>3</sub> возник также в диагенезе. «В морских осадках гумидных зон MgCO<sub>3</sub> возникает обычно благодаря редукции в диагенезе MgSO<sub>4</sub> и последующему осаждению углекислого магния частью совместно с CaCO<sub>3</sub> в виде доломита, частью с FeCO<sub>3</sub> в виде его изоморфной примеси» (Страхов и др., 1959, стр. 207). Термин «морские осадки» употребляется здесь в широком смысле, включая отложения заливов, лагун и

даже реликтовых озер; эти фации весьма характерны для угленосных толщ паралического типа. В отложениях фаций континентальных озер и сухих равнин, подобных развитым в верхних свитах карагандинского бассейна, с пониженной угленосностью, диагенетический  $MgCO_3$  возникал путем осаждения из иловой воды вместе с  $FeCO_3$  и  $CaCO_3$ ; необходимой предпосылкой является повышенное содержание  $MgCO_3$  в наддонной воде, т. е. углемагнийный тип водоемов.

3. Углекальциевая соль  $CaCO_3$  имеет двойное происхождение: «Частично она поступает в осадок в ходе седиментогенеза по большей части биогенным путем, реже химическим осаждением; но некоторая часть  $CaCO_3$  имеет несомненно диагенетическое происхождение и связана отчасти с редукцией в илах  $SO_4^{2-}$  (из  $CaSO_4$ ), отчасти же с выветриванием обломочных минералов в осадке под влиянием  $CO_2$ , генерируемой в изобилии при разложении органического вещества» (там же, стр. 207). Чем интенсивнее был выражен седиментационный процесс, тем больше накапливалось  $CaCO_3$  в осадке; при подавлении седиментационного  $CaCO_3$  более или менее резко повышалась относительная роль  $MgCO_3$  и  $FeCO_3$ .

4. Седиментационному накоплению  $CaCO_3$  в терригенных песчано-глинистых породах благоприятствовали, с одной стороны, условия морских водоемов, с другой стороны, оно явно тяготело к прибрежным участкам, сложенным преимущественно песчаными осадками.

5. Тяготение  $CaCO_3$  к прибрежным фациям усиливалось диагенетическим перераспределением карбонатов, вызывавшимся потерей  $CO_2$  «...по путям „вентиляции“ осадков: из глин в пески и через последние в воду. Вместе со свободной  $CO_2$  в том же направлении движутся и растворы бикарбонатов  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ ,  $FeCO_3$ ,  $MnCO_3$ . При падении давления  $CO_2$  рН растет и бикарбонаты быстро осаждаются.  $FeCO_3$  при этом выпадает первым еще в пределах глинистого осадка, увлекая с собою  $MgCO_3$  и  $MnCO_3$  (изоморфно замещающие молекулы  $FeCO_3$  в сидерите); но  $CaCO_3$ , как более устойчивый при повышенных рН, продолжает мигрировать в пески, где, наконец, и выпадает, избыточно накапливаясь. Такой механизм обогащения песчаников  $CaCO_3$  делает понятным накопление его в таких песчаных фациях, в которых седиментационного кальцита не бывает, как, например, в песчаном аллювии низовьев рек и дельт» (там же, стр. 209).

6. При некоторых специфических условиях, например опреснении, понижении температуры, принципиально возможно (хотя достоверно в ископаемых осадках еще не установлено) полное подавление седиментационного  $CaCO_3$  даже и в морском бассейне. «В составе рассеянных карбонатов в этих условиях на первый план неизбежно выдвинутся  $FeCO_3$  и сопровождающий его  $MgCO_3$ » (там же, стр. 209).

Чем же можно объяснить, в свете приведенных положений, вышеохарактеризованные особенности распределения и состава карбонатов в породах гумидной обстановки верхнего карбона, и, в частности, отсутствие пород с резким преобладанием  $CaCO_3$  в составе карбонатного цемента (подобных группе I свиты  $S_2^6$ )?

Прежде всего, очевидно, весьма ограниченным и неустойчивым развитием в изученном разрезе верхнего карбона морских фаций. В свите  $S_2^6$  Должанского и Божовского районов (к которым относятся анализируемые в цитированной работе образцы), морские фации имеют широкое развитие, устойчивое на площади и во времени; они свидетельствуют о существовании морской обстановки и отвечающего ей относительно выровненного морского побережья. Фации переходной группы получили развитие лишь в периоды активизации области сноса и максимального выноса терригенного материала в прибрежные участки морских водоемов. Отчленившиеся при этом водоемы лагунно-заливного типа отличались несовершенной изоляцией от морского бассейна и по-

вышенной гидродинамической активностью, по-видимому, так же и относительной мелководностью (так как они формировались на базе выровненного морского побережья), а следовательно, и довольно хорошей аэрацией. В верхнем карбоне, наоборот, морские фации встречаются изредка лишь в парагенезе с фациями переходной группы; последние определяют устойчивую фациальную обстановку заливно-лагунного побережья, поддерживавшуюся поступлением терригенного материала, значительно более равномерно распределенного во времени. Устойчивость обстановки в целом предопределяла относительный консерватизм деталей морфологии побережья. Постепенно накапливались различия между аккумулятивными формами типа гряд, пересыпей, баров и отшнуровавшимся водоемами типа заливов, лагун и озер. В результате создавались предпосылки для формирования прибрежных водоемов более глубоководных, со слабой гидродинамической активностью, как следствие — хуже аэрируемых, в которых накапливалось большое количество растительной органики и создавались сильно восстановительные условия. Центральные участки подобных водоемов совершенно исключали образование  $\text{FeCO}_3$  (так как почти все железо переходило в пиритную форму) и седиментационного  $\text{CaCO}_3$ . Образование диагенетических  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  было также ограничено как низкими значениями рН этих водоемов (обилие органических кислот), так и тенденцией  $\text{CaCO}_3$  накапливаться в более прибрежных осадках. В результате мы наблюдаем здесь лишь редкие включения доломита. В прибрежных участках реликтовых озер, в полном согласии с представлениями Н. М. Страхова, встречается кальцит, по-видимому, седиментационного происхождения. Возможно, седиментационными являются и редкие включения кальцита, встречающиеся в прибрежно-морских песчано-алевритовых осадках зоны волнений и течений. В целом, однако, кальцита было очень мало, и карбонатные группы *I* здесь не получили развития. В песчаных отложениях подводных русел участки с высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$  встречаются, хотя и не столь часто, как в свите  $\text{C}_2^6$ ;  $\text{CaCO}_3$  имеет в них явно диагенетическое происхождение, причем источником его могли служить нижележащие известняки. При этом допущении становится понятным, почему в верхнем карбоне такие случаи обогащения песчаных осадков кальцитом редки: русловые песчаники здесь тонкозернисты, относятся главным образом к подводным руслам, амплитуды размыва подстилающих отложений незначительны и лишь в единичных случаях затрагивают карбонатные горизонты; с другой стороны, последние представлены главным образом доломитом. В свите  $\text{C}_2^6$  песчаники наземных и подводных русел грубозернисты, залегают с глубоким размывом на подстилающих породах, очень часто — непосредственно на карбонатных горизонтах; последние представлены главным образом известняками. Возможно, что доломитовый состав пластовых карбонатов частично объясняет и широкое развитие диагенетического доломита в терригенных породах верхнего карбона. Более мористый характер преобладающей массы переходных отложений свиты  $\text{C}_2^6$  подтверждается и близостью состава карбонатов (группы *I*) к морским отложениям.

Для гумидной обстановки с признаками засушливости характерно: а) исчезновение карбонатного материала в баровых песчаниках трансгрессивного типа; б) упрощение состава карбонатного материала, представленного почти исключительно доломитом; в) появление мелких включений неправильной формы в почвенных горизонтах.

Локализацию основной массы карбонатов в песчаных отложениях маломагистральных регрессивных баров, представляющих здесь по существу прибрежные отложения лагуно-заливных водоемов, трудно объяснить без допущения седиментационного осаждения  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  с образованием доломита и в подчиненном количестве — чистого кальцита.

При формировании мощных песчаных баров трансгрессивного типа, наиболее тесно связанных с речными выносами (фации подводных русел), минерализация прибрежной части водоемов резко снижалась и садка карбонатов прекращалась. Условия для образования карбонатов в диagenезе были здесь, по-видимому, весьма неблагоприятны. Это можно объяснить залеганием их среди низкокарбонатных терригенных пород других фаций рассматриваемой обстановки, всегда в удалении от пластовых карбонатных горизонтов, а также малым содержанием в них свежей органики, что обусловило подавление процесса десульфатизации и насыщения иловых вод солями углекислого кальция и магния.

Ничтожное содержание  $\text{FeCO}_3$  в породах данной обстановки несомненно связано с общим повышением Eh. В красноцветных породах основная масса железа находится в форме гидроокислов железа. В красноцветных — железо связано главным образом с слюдисто-глинистыми минералами. В результате, в составе карбонатов всех фаций резко преобладает доломит.

Появление мелких карбонатных стяжений представляет результат значительно более позднего перераспределения карбонатов, весьма характерного и для современных почвенных горизонтов. Это типичный гипергенный процесс, при котором карбонатные растворы подымались из подстилающих отложений мелководных застойных озер, используя корни растений и мелкие трещинки в комковатых породах почвенных горизонтов. Соответственно подстилающие породы практически лишены карбонатов.

В слабоаридной обстановке усиливается сингенетическая садка доломита в песчано-алевритовых отложениях прибрежной зоны заливно-лагунных водоемов и, с другой стороны, еще более резко подавляется диagenетическая садка карбонатов во всех других фациях. Полное отсутствие карбонатов в отложениях застойных и зарастающих озер подтверждает чисто континентальный их генезис, связанный с деятельностью временных потоков; будь это реликтовые озера (усыхающего отшнурованного морского водоема), в них должна была бы идти не менее энергичная садка карбоната, чем в прибрежной зоне заливов и лагун. Таким образом, переход от гумидной обстановки верхнего карбона к слабоаридной нижней перми сопровождается качественными изменениями состава карбонатов, выражающимися главным образом в усилении доломитообразования и подавлении  $\text{FeCO}_3$ . Подобные изменения несомненно можно трактовать как следствие аридизации климата (Страхов, 1960, т. 2).

Своеобразие условий образования существенно красноцветной картамышской свиты нижней перми заключается в том, что общая карбонатность и содержание  $\text{CaCO}_3$  в ней не усиливаются сравнительно с гумидной обстановкой, а наоборот, уменьшаются, вплоть до полного исчезновения в некоторых фациях. Этим она существенно отличается от типичных красноцветных терригенных толщ аридного климата, примером которых в нашем районе могут служить красноцветные отложения  $\text{P}_2$ —Т (Феофилова, 1963). Особенности картамышской свиты, связанные несомненно с условиями относительно слабой аридизации, в самых общих чертах определяются тем, что к этому времени уже сильно понизились возможности диagenетического карбонатообразования и еще не получил широкого развития процесс седиментационного карбонатообразования.

Снижение диagenетического карбонатообразования было обусловлено усиленным развитием делювиально-пролювиальных отложений с образованием континентальных озер, питавшихся водами временных потоков, также резким снижением количества органического материала, в

том числе реакционноспособной растительности. Эти изменения более или менее тесно связаны с нарастанием засушливости, которая, однако, была недостаточна для повсеместной садки карбонатов; последняя началась лишь в прибрежных участках заливно-лагунных водоемов. Резкое преобладание доломита, по-видимому, является следствием метаморфизма морских вод в этих водоемах, с приближением их к углемагниевого типу.

Повышенное содержание диагенетического карбоната в породах гумидной обстановки верхнего карбона, по сравнению с угленосными свитами среднего карбона и ряда других бассейнов, возможно, объясняется благоприятным сочетанием большого количества органического материала, присутствовавшего в водоемах, с несколько повышенной минерализацией их вод, обусловленной устойчивым развитием лагунно-заливных фаций и слабо выраженной тенденцией к засушливости. В гумидной обстановке с признаками засушливости эта тенденция, разумеется, усилилась, однако резкое снижение количества реакционноспособной органики сказывалось сильнее, что и привело в конечном счете к падению общей карбонатности пород.

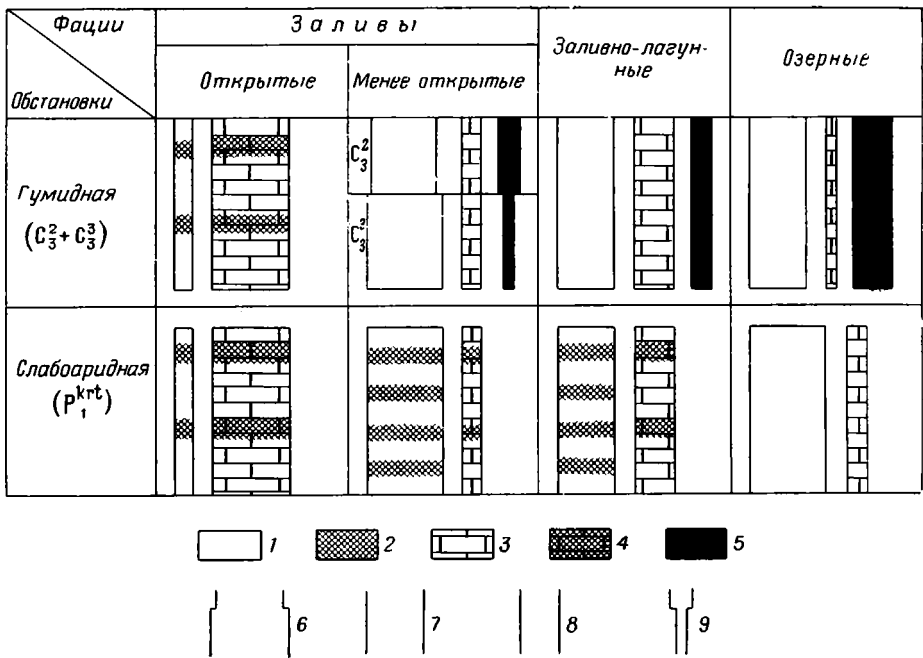
### Карбонатные породы

Сравнение карбонатных пород гумидной обстановки верхнего карбона и слабоаридной нижней перми показывает, что в верхнем карбоне, несмотря на резкую обедненность фаунистическими остатками (по сравнению с продуктивными разрезами Донецкого карбона), все же значительную роль играют органогенные типы карбонатных пород, локализующиеся в фации открытых заливов. В слабоаридной обстановке органогенные типы почти не имеют развития, встречаясь изредка на локальных, относительно прибрежных участках заливных водоемов, лежащих на пути втока распресняющих речных вод. При этом они сильно обогащены алевритовой примесью, а створки целых раковин часто имеют псевдохитиновый состав. Таким образом, в слабоаридной обстановке картамышской свиты уже имеет место резкое подавление процесса биогенной садки карбонатов химическим осаждением, типичное для аридных условий.

Состав карбонатных пород преимущественно сложный и обнаруживает закономерные изменения в зависимости от их фациального типа и вверх по разрезу, в связи с нарастающей аридизацией климата. Наглядное представление о характере этих изменений дает диаграмма (фиг. 7), составленная с учетом данных химических анализов (см. табл. 6 и 7) и микроскопических исследований с применением реакций окрашивания.

В фации заливов в обеих обстановках выделяются единичные горизонты почти чистых известняков с содержанием  $\text{CaCO}_3$  85—90%. Они представляют наиболее открытые заливы периодов максимальных морских ингрессий, являясь в то же время наиболее удаленными от берега осадками. Несмотря на то, что в гумидной обстановке известняки органогенные, а в слабоаридной — хемогенные, химико-минералогический состав их очень сходен как между собой, так и с морскими известняками угленосного карбона.

Гораздо более типичными для заливной фации обеих обстановок являются доломиты с различной примесью  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$ . По сравнению с известняками доломиты представляют несомненно более прибрежные образования и заметно обогащены железом, особенно в гумидной обстановке верхнего карбона. Содержание  $\text{FeCO}_3$  уменьшается снизу вверх по разрезу от 17% в свите  $\text{C}_2^3$  до 7,5—8,5% в свите  $\text{C}_3^3$ , и до 3—5,5% в свите  $\text{P}_1^{\text{krt}}$ . Минеральный состав железистых карбонатов представлен главным образом железистым доломитом; в самых низах свиты  $\text{C}_3^3$



Фиг. 7. Состав карбонатных пород в различных фациях и обстановках.

1 — доломит; 2 — железистый доломит; 3 — кальцит; 4 — кальцит с примесью железа; 5 — железистый карбонат (типа анкерита).

Ширина колонок показывает относительное содержание различных карбонатов; 6 — исключительное развитие или резкое преобладание; 7 — преобладает; 8 — в подчиненном развитии; 9 — незначительная примесь

к нему примешивается слабожелезистый анкерит, а в свите  $C_3^2$  и сидерит.

В гумидной обстановке доломиты осаждались, по крайней мере частично, биогенным путем, о чем говорит присутствие в них большого количества водорослей, обладающих, как известно, повышенной способностью извлекать магний. В слабоаридной обстановке господствовала химическая садка. В обеих обстановках, однако, доломиты, даже в рассматриваемой фации заливов, относятся к типу метасоматических пятнистых доломитов (Страхов, 1960, т. 2). Об этом говорит присутствие во всех исследовавшихся образцах доломитов свободного кальцита в очень постоянных количествах, а также часто наблюдающиеся текстуры метасоматического замещения доломитом кальцита. Примесь свободного кальцита очень постоянна, лишь незначительно снижаясь в направлении от свиты  $C_3^2$ , где она равна в среднем 20%, к свите  $C_3^3$  (19%) и  $P_1^{krt}$  (16,5%). А так как в этом же направлении убывает содержание  $FeCO_3$ , то относительное содержание доломита увеличивается от 61,5% в свите  $C_3^2$  до 72% в свите  $C_3^3$  и до 79% в свите  $P_1^{krt}$  (средние цифры). Судя по единичным анализам, в карбонатах картамышской свиты отмечается также пониженное содержание  $MnCO_3$  (1% против 1,6% в верхнем карбоне).

Карбонатное железо образовалось, разумеется, в диагенезе, но природа его, возможно, была несколько различной в гумидной и слабоаридной обстановках. В первой железа было больше, что обуславливало возможность пересыщения им иловых вод и выпадения в осадок. В слабоаридной обстановке значительная часть железа содержалась, по-видимому, в окисной форме и осадение закисного карбонатного железа.



из иловых растворов было незначительным. Главная масса карбонатного железа образовалась здесь, вероятно, путем метасоматического замещения доломита реакционноспособным железом, высвобождавшимся из силикатов в процессе их диагенетических изменений. Об этом свидетельствует приуроченность карбонатного железа к периферии доломитовых пятен, где они явно обогащены алеврито-глинистой примесью и вообще к участкам с повышенной примесью терригенного материала. Количественной зависимости между содержанием карбонатного железа и терригенной примеси ни в гумидной обстановке, ни тем более в слабоаридной не наблюдается. В гумидной обстановке это обусловлено тем, что терригенная примесь в одних случаях связана с речными выносами, в других — с намывными осадками самого бассейна. В первом случае увеличение примеси сопровождается увеличением карбонатного железа; во втором — соотношение карбонатных солей практически не меняется. Так, в прослое сильноалевритистого карбоната (или карбонатизированного алевролита), залегающего среди доломитов заливной фации, содержание  $\text{FeCO}_3$  всего лишь 8,7%, хотя нерастворимый остаток приближается к 50% (см. табл. 6, тип 4<sup>r</sup>). В слабоаридной обстановке содержания  $\text{FeCO}_3$  вообще очень малы и колебания находятся в пределах возможной ошибки наблюдений.

Отмеченные незначительные различия химико-минералогического состава карбонатных горизонтов верхнего карбона и нижней перми ставятся существеннее с переходом к фации более мелководных и изолированных водоемов заливно-лагунного характера.

В обеих обстановках этот переход сопровождается резким увеличением терригенной примеси, более грубозернистой (алевритовой) и несколько более обильной в слабоаридной обстановке и глинистой — в гумидной обстановке, а также почти полным исчезновением фауны.

В гумидной обстановке появление обильной глинистой примеси связывается с увеличением карбонатного железа, причем в количественном отношении между этими величинами наблюдается строгая, почти функциональная зависимость (см. табл. 6, тип 5<sup>r</sup>). Содержание  $\text{MgCO}_3$  соответственно понижается, а содержание свободного кальцита увеличивается (до 26%). Эти изменения обусловлены более или менее интенсивным распреснением прибрежных водоемов речными водами. Наиболее отчетливо это проявляется в типе сильнопесчаных (в образце — карбонатный песчаник) анкеритизированных доломитов (тип 6<sup>r</sup>) с редкими фаунистическими остатками пеллеципод, образование которых уже явно связано с приближением речного устья. Таким образом, состав карбонатов данной фации полностью контролируется гидродинамической активностью речных потоков. Влияние речных вод сказывалось тем сильнее, чем меньше были размеры и глубины водоемов, сильнее их изоляция от открытого моря, а также с приближением к берегу и в особенности речному устью.

Следует подчеркнуть, что обогащение заливно-лагунных доломитов карбонатным железом нельзя связывать с поступлением его из вышележащих глинистых осадков. В ряде случаев образцы, взятые из средней части относительно мощных горизонтов, оказались значительно сильнее обогащены железом, чем образцы из средней части маломощных горизонтов. Детальное опробование мощного карбонатного горизонта Р<sub>4</sub><sup>1</sup> (5 образцов через каждые 20—30 см по вертикали) показало, что наименее обогащена железом самая верхняя его часть, перекрывающаяся глинистыми осадками.

В слабоаридной обстановке появление обильной хорошо сортированной алевритовой примеси чаще всего почти не сказывается на соотношении солей углекислого кальция, магния и железа (см. табл. 7, тип 7<sup>a</sup>). Реже она связывается с увеличением свободного кальцита до 24%

(тип 6<sup>a</sup>), что сопровождается появлением небольшого количества фаунистических остатков. В одном горизонте содержание свободного кальцита доходит до 44% (тип 5<sup>a</sup>), количество фауны резко возрастает, порода приближается к грубодетритусовому типу с реликтами обломочной структуры. Признаки крайней мелководности и прибрежности этого типа позволяют думать, что образование его связано с распресняющим воздействием речных вод. Однако влияние последних проявляется очень локально и в целом не характерно для условий заливно-лагунных водоемов слабоаридной обстановки. Во всех случаях содержание карбонатного железа практически не увеличивается. Это несомненно связано с повышением Eh лагунно-заливных водоемов, что вызывало прекращение пиритообразования и переход еще более значительной части железа в гидроокисные соединения, хорошо заметные в шлифах, а местами и микроскопически.

Максимальные различия в характере карбонатных горизонтов наблюдаются при сопоставлении озерных типов.

В озерах гумидной обстановки карбонаты представлены обломочным типом с примесью плохо сортированного песчано-алевритового материала. Химический состав их отличается почти полным отсутствием свободного кальцита и исключительно высоким (37%) содержанием карбонатного железа, представленного слабожелезистым анкеритом. Столь высокое содержание карбонатного железа является, по-видимому, результатом диагенетического перераспределения его, характерного для крайне мелководных водоемов с неустойчивыми Eh и pH. Это подтверждается пятнистым распределением карбонатного железа с приуроченностью к наиболее интенсивно перекристаллизованным участкам.

В озерах слабоаридной обстановки карбонатные отложения, наоборот, отличаются практически полным отсутствием железа, незначительной терригенной примесью, а также наличием ангидрита и резко повышенным содержанием свободного кальцита (см. табл. 7, тип 8<sup>a</sup>). Первоначальный состав карбонатного материала был, однако, чисто доломитовый, так как крупнокристаллический кальцит представляет здесь несомненно более позднее образование. Сульфаты скорее всего являются седиментационными. Наблюдающуюся приуроченность их к участкам развития крупнокристаллического кальцита можно объяснить весьма типичной для сульфатов «собирающей перекристаллизацией». Образование седиментационных сульфатов в некоторых озерах слабоаридной обстановки хорошо согласуется с признаками их мелководности, изоляции от морских и пресных вод, залеганием среди широко развитых красноцветных осадков. Оно является следствием повышенного испарения и минерализации озерных вод, однако седиментационная садка сульфатов имеет еще весьма локальное развитие и совершенно не характерна для картамышской свиты в целом.

Постседиментационное сульфатообразование в карбонатных породах обеих обстановок приурочено к фации открытых заливов. В гумидной обстановке мелкие включения гипса-ангидрита наблюдаются в связи с обрывками водорослей, являясь главнейшей особенностью, отличающей эти водорослево-детритусовые известняки от соответствующего типа в угленосном карбоне. В слабоаридной обстановке включения ангидрита встречаются в микрозернистых доломитах (тип 2<sup>г</sup>). В обеих обстановках по всем признакам сульфаты имеют диагенетическое происхождение.

Для всех типов карбонатных пород гумидной обстановки, за исключением самого мелководного обломочного типа озерной фации (тип 7<sup>г</sup>), характерны признаки, свидетельствующие о восстановительных условиях их образования: обильные выделения пирита и более или менее интенсивная гелификация растительного материала, имеющего оранжево-

или красно-коричневую окраску (под микроскопом, в проходящем свете), что придает бледно-буроватый оттенок всей породе. Большое количество гелифицированных растительных остатков свидетельствует также о сравнительной близости растительности, по-видимому, опоясывавшей низменное побережье и заходившей также в воды залива.

В картамышской свите признаки восстановительных условий фиксируются только в микрозернистых известняках и доломитах фации открытых заливов (типы 1<sup>а</sup> и 2<sup>а</sup>), причем выражены они здесь менее отчетливо; растительные остатки редки, пирита сравнительно мало. В прибрежных типах с признаками распреснения (типы 3<sup>а</sup>, 4<sup>а</sup>, а также тип 5<sup>а</sup> фации полузакрытых заливов и лагун) пирит совершенно отсутствует; здесь появляются очень мелкие рудные зерна, инкрустирующие фаунистические остатки и местами образующие скопления неправильной формы, а также редкие более крупные зерна типа обломочного магнетита.

В других типах фации полузакрытых заливов и лагун наблюдаются уже отчетливые признаки слабо окислительных условий, нарастающие от сильноалевритовых известковистых доломитов (типа 6<sup>а</sup>) к доломитам с сульфатами озерной фации. Они выражаются в появлении гидроокислов железа, преимущественно седиментационного характера, за счет которых местами в диагенезе иногда образуются одинарные или двойные оболочки на алевритовых зернах. Часть гидроокислов железа, однако, имеет явно постседиментационное происхождение, связанное с окислением рудных зерен.

С появлением железистых гидроокислов растительный материал практически исчезает.

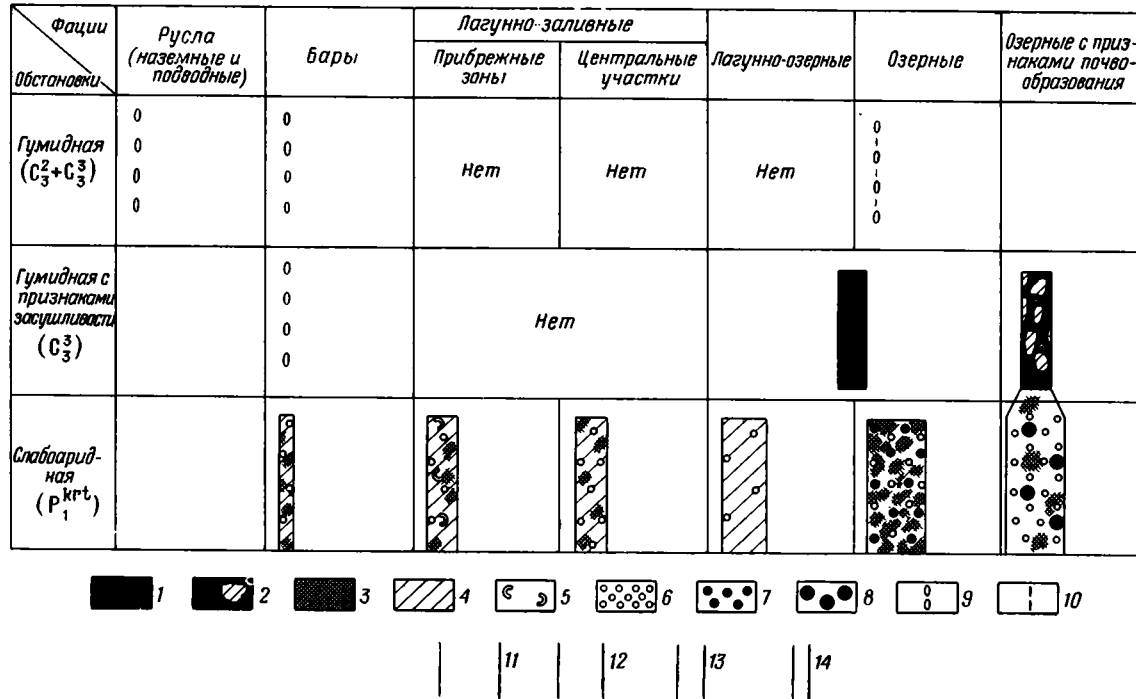
В указанных изменениях одноименных фаций карбонатных пород от верхнего карбона к нижней перми отчетливо сказывается влияние двух факторов: 1) резкого сокращения растительного материала, следствием чего явилось повышение Eh во всех фациях и преобладание окислительных условий в лагунно-озерных водоемах; 2) повышенной минерализации водоемов, обусловленной как усилением испарения, так и меньшим притоком атмосферных и речных вод; следствием этого явилась интенсификация химической садки карбонатов, а в наиболее изолированных мелководных водоемах озерного типа и начальная садка сульфатов. Оба эти фактора были в свою очередь вызваны аридизацией климата.

### Особенности распределения гидроокислов железа

Некоторые характерные особенности распределения и формы нахождения гидроокислов железа в породах различных фаций и климатических обстановок, полученные в результате макроскопического изучения разреза и просмотра шлифов с применением отраженного света, изображены графически на фиг. 8.

В гумидной обстановке гидроокислы железа имеют ничтожное развитие, встречаясь в прибрежных участках фаций наземных и подводных русел, баров и в осадках фации зарастающих озер, в виде редких микроскопически мелких пятен или пластинок. Образование их связано с окислением пирита, реже — с разложением биотита в связи с неустойчивостью окислительно-восстановительного потенциала среды диагенеза, о чем уже говорилось выше, при рассмотрении форм нахождения растительного материала.

В гумидной обстановке с признаками засушливости гидроокислы железа в целом играют уже заметную роль, причем они строго приурочиваются к алеврито-глинистым отложениям зарастающих озер и связанных с ними почвенных горизонтов. В остальных фациях они лишь незначительно превышают содержания, характерные для гумидной обстановки. При этом, в пределах фации застойных озер гидроокислы железа



Фиг. 8. Особенности распределения гидроокислов железа.

1 — аморфные в соединении с гелифицированным растительным материалом, с преобладанием красновато-коричневых тонов; 2 — аморфные коричнево-красные с преобладанием чистых тонов, участками яркие оранжево-красные; 3 — аморфные тусклые буро-коричневые (в соседстве с лептохлоритами); 4 — аморфные яркоокрашенные, с преобладанием оранжево-красных тонов; 5 — в форме оболочек на терригенных зернах; 6 — в форме мелких пятен вокруг рудных зерен; 7 — в форме слабо раскристаллизованных стяжений; 8 — в форме интенсивно раскристаллизованных стяжений с рудным блеском; 9 — только в форме мелких пятен, образовавшихся за счет окисления пирита; 10 — в форме мелких примазок, образовавшихся за счет разрушения биотита.

Ширина колонок показывает относительное содержание гидроокислов железа в цементе пород: 11 — резко преобладают; 12 — много; 13 — в подчиненном количестве; 14 — мало

явно тяготеют к наиболее прибрежным и мелководным участкам; в пределах же зарастающих озер с признаками почвообразования (почвенных горизонтов) они распределены крайне неравномерно, образуя локальные сгущения и разрежения как мелкого (пятнистые разности), так и более крупного плана (частое чередование в разрезе и на площади то зеленоцветных, то красноцветных разностей).

В застойных озерах гидроокислы железа обильны, аморфны и преимущественно находятся в соединении с гелифицированным растительным материалом. Последний обуславливает коричневый оттенок красного цвета пород, наиболее интенсивный именно в этой фации, с наибольшим количеством коллоидального органического вещества. В неслоистых красноцветных озерных породах гидроокислы железа обнаруживают также максимальную подвижность, образуя в соединении с разложенным растительным материалом причудливой формы примазки, тяжи. По-видимому, подвижность гидроокислов железа стимулируется именно гелифицированным растительным материалом; железо перемещалось здесь под защитой коллоидальных органических веществ, которые, как известно, довольно легко мигрируют в кислых средах. Низкое рН в озерах с обильной коллоидальной органикой, содержавшей много органических кислот, вполне вероятно и хорошо согласуется с отсутствием в них карбонатного материала.

Возвращаясь несколько назад, к разделам о рассеянных карбонатах и формах растительного материала, заметим, что и в гумидной обстановке минимальное содержание карбонатов совпадает с максимальным содержанием гелифицированного органического вещества (см. фиг. 5 и 6). Весьма вероятно, что низкое рН обусловило здесь также исключительно высокое содержание пирита (до 9,6%), значительно превышающее содержание его в породах угленосных толщ ряда бассейнов, в том числе и в свите  $S_2^6$  Донбасса (Страхов и др., 1959). Как следует из диаграммы Eh—рН, в кислых средах поле устойчивости пирита расширяется и он может образовываться в слабо восстановительных и даже нейтральных условиях (по Eh).

Подвижность железо-органических соединений проявляется также в перемещении их в вышележащие почвенные горизонты по корням растений. При этом весьма характерно, что железо-органические соединения высаживались на поверхности тонких корешков в нижних частях почвенных горизонтов и главным образом среди зеленоцветных разностей, в которых встречаются и крупные корневые остатки с сохранившимся полуразложенным органическим веществом. Карбонатные же растворы, также мигрировавшие из подстилающих озерных осадков, проходили свободно через всю толщу почвы, образуя наиболее высокие концентрации в ее верхних частях. Об этом свидетельствует распределение карбонатных включений, количество которых постепенно нарастает к верхней части почвенного горизонта и особенно велико в красноцветных разностях, где встречается только мелко раздробленный и обугленный растительный материал.

Все это говорит о том, что с переходом от озерных отложений к почвам рН постепенно возрастало, главным образом за счет все более быстрого и полного разложения органического материала. В соответствии с этим гидроокислы железа в красноцветно-пестроцветных породах почвенных горизонтов в значительной мере свободны от органических примесей и имеют более чистые тона с преобладанием оранжево-красной гаммы. Коричневый оттенок менее интенсивен и проявляется лишь на локальных участках. Гидроокислы аморфны, хлопьевидны; при большом увеличении видно, что они состоят из мелких пластинок, размером и формой похожих на чешуйки гидрослюды, среди которых они и залегают. Флюидальноподобные формы «растекания» окислов здесь не характерны.

Пятнистое распределение гидроокислов железа в почвенных горизонтах обусловлено главным образом более или менее интенсивно проявлявшейся редукцией их в зависимости от частых изменений Eh и pH как во времени, так и на площади. Зеленоцветные разности с макроскопически заметными корневыми остатками и сравнительно редкими карбонатными включениями представляли относительно пониженные участки рельефа с меньшими значениями pH и Eh, благоприятствовавшими интенсивной редукции. Неустойчивость этих физико-химических параметров проявляется и в разнообразных соотношениях железистых гидроокислов с карбонатным материалом включений, из которых видно, что часть гидроокислов образовалась до осаждения карбонатов (железистые гидроокислы в центре ромбоздров доломита), другая же часть — позднее (гидроокислы в периферической части карбонатной конкреции с железистым карбонатом в центральной части или гидроокислы, проникающие по сети мельчайших трещинок, огибающих карбонатное включение).

В слабоаридной обстановке гидроокислы железа имеют очень широкое развитие. В их распределении отчетливо проявляются зависимости как от гранулометрического, так и от фациального типа пород. Содержание гидроокислов железа увеличивается по мере перехода от более грубых — песчаных к более тонким алеврито-глинистым осадкам, а в пределах этих последних явно тяготеет к наиболее континентальным отложениям, достигая максимального развития в фациях озер, в том числе с признаками почвообразования.

Гидроокислы железа отличаются здесь следующими особенностями.

1. Преобладает яркая окраска оранжево-красной гаммы со всеми переходными оттенками, что обусловлено отсутствием примеси коллоидального органического вещества. Тона окраски явно связаны с относительной плотностью гидроокислов. На участках с пониженной плотностью окраска лимонно- или светло-оранжевая; на участках с повышенной плотностью — темно-красная с коричневым оттенком вплоть до красновато-коричневой на отдельных локальных участках максимального сгущения. Переходы обычно постепенные. В наибольшей мере яркие оранжево-красные тона гидроокислов железа свойственны лагунным и лагунно-озерным алеврито-глинистым отложениям. С приближением к континенту появляются и получают все более широкое развитие гидроокислы очень своеобразного тусклого коричнево-бурого цвета, тесно связанные с пятнами лептохлоритов типа шамозита.

Образование лептохлоритов мы связываем в основном с восстановительной средой диагенеза и процессом редукции окисного железа, о чем подробно сказано в последующих разделах настоящей главы. В связи с колебаниями окислительно-восстановительного потенциала новообразования лептохлоритов были подвержены временами частичному окислению, чем и объясняется частая приуроченность к ним гидроокислов железа своеобразной окраски. Неустойчивость Eh можно объяснить также и мелкопятнистое распределение лептохлоритов в породах. Заметим, что пятна лептохлоритов с приуроченными к ним гидроокислами железа в резко подчиненном развитии наблюдались и в почвенных горизонтах гумидной обстановки с признаками засушливости.

2. Гидроокислы железа тесно связаны с микротекстурами пород. В алеврито-глинистых породах с микрослоистой текстурой гидроокислы подчеркивают ее, сгущаясь в глинистых слоечках и разрежаясь в алевритовых; в более однородных осадках с параллельной ориентировкой глинистых чешуек гидроокислы железа образуют мелкие линзочки, вытянутые по направлению глинистых чешуек; в мелководно-прибрежных осадках они вместе с частицами глинистого материала образуют текстуры микровзмучивания, завихряясь вокруг скоплений алевритовых зерен; в озерных отложениях с признаками почвообразования гидроокис-

лы железа подчеркивают характерную для почв нарушенность первичной текстуры. В последних причудливые формы гидроокислов в общем повторяют конфигурацию глинистого материала осадков, беспорядочно перемешанного с песчано-алевритовыми частицами. В отличие от озерных отложений гумидной обстановки переходного типа, приотливости распределения гидроокислов железа в значительной мере обусловлена здесь не повышенной миграционной способностью их, а механическими нарушениями текстуры уже затвердевшего осадка автохтонной растительностью, роющими организмами и т. п.

В целом указанные особенности распределения гидроокислов железа в породах слабоаридной обстановки свидетельствуют о том, что значительная часть их приносилась в водоемы вместе с терригенным материалом, подчиняясь закономерностям механического разнота и сортирующей деятельности водной среды. Комочкообразное строение преобладающей массы гидроокислов железа, хорошо заметное при больших увеличениях, указывает на преимущественно коллоидальную форму переноса.

3. В отложениях прилегающих к суше озер и в особенности в континентальных озерах с признаками почвообразования, гидроокислы железа обнаруживают тенденцию к агломерации, обезвоживанию и более или менее интенсивно выраженной раскристаллизации. Местами это приводило к образованию мелких четко ограниченных зерен и пластинок красновато- и темно-коричневого цвета, иногда с заметным рудным блеском. В единичном случае (в прослое мощностью 0,10 м) встречаются более крупные стяжения, приближающиеся к сферической форме, хорошо различимые и макроскопически (типа бобовин). То обстоятельство, что подобные образования характерны для самых молодых и наименее измененных отложений ( $P_{1}^{krt}$ ) изученного нами разреза и, кроме того, тесно связаны с определенными фаціальными типами пород, исключает их эпигенетическое происхождение. Согласно наблюдениям Плейса (Place, 1943, 1946), изучавшего пигментирующие вещества различных почвенных горизонтов (главным образом органический материал и гидроокислы железа) с целью объяснения разнообразия их окраски, обилие коллоидального гумуса препятствует стяжению гидроокислов железа в почвах; с уменьшением же коллоидальной органики подвижность гидроокислов железа падает и нарастает тенденция к их агломерации. Эти данные хорошо согласуются с наблюдаемой нами приуроченностью интенсивной агломерации гидроокислов железа, вплоть до образования вторичных рудных зерен, к фации почв и тесно с ними связанных озер, отложения которых совершенно лишены органического материала. Таким образом, в данных условиях повышенную агломерацию гидроокислов железа можно рассматривать как одно из проявлений аридизации климата.

4. Помимо специфических пятнисто-аморфных гидроокислов железа, связанных с новообразованием лептохлоритов, в породах слабоаридной обстановки присутствуют и другие формы диагенетических гидроокислов железа, имеющие резко подчиненное развитие. Среди них мелкие примазки красновато-коричневого цвета, приуроченные к пластинкам биотита, представляют форму, унаследованную от гумидной-переходной обстановки. Количественную роль их оценить очень трудно, так как они маскируются широким развитием коллоидальных гидроокислов и заметны лишь в буровато-серых песчано-алевритовых породах с повышенным содержанием слюдяного материала.

Гораздо более характерны мелкие пятнышки гидроокислов железа, образованные за счет окисления обломочных рудных зерен типа магнетита или ильменита. Они присутствуют во всех фаціальных типах пород красноцветной окраски; в сероцветных разностях рудные зерна содержатся в неокисленной форме. Обогащение обломочными рудными

Таблица 9

Содержание различных форм железа и Сорг. в отложениях гумидной обстановки (%)

| № обр./<br>№ скв. | Порода                           | Фациальный тип                              | Fe <sub>вал.</sub> | Fe <sub>пир.</sub> | Fe <sub>обл.</sub> | Fe <sub>раст.</sub> | Fe <sub>раст.</sub> | Fe <sub>обл.</sub> | Сорг. | Группа          | Окраска                             |
|-------------------|----------------------------------|---|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------|-------|-----------------|-------------------------------------|
| 32а/2             | Песчаник мелко-, среднезернистый | Наземное русло                              | 1,21               | 0,086              | 0,02               | 0,67                | Нет                 | 0,43               | 0,17  | I               | Светло-серая                        |
| 33/2              | Песчаник тонкозернистый          | Подводное русло                             | 2,43               | 0,026              | 0,11               | 1,45                | 0,34                | 0,50               | 0,08  |                 | Серая                               |
| 4/2               | Алевролит крупнозернистый        | Озеро болотное                              | 2,49               | 0,03               | 0,16               | 1,40                | 0,33                | 0,57               | 0,73  |                 | Серая с слабым зеленоватым оттенком |
| 17/2              | Песчаник тонкозернистый          | Прибрежная часть крупного озера             | 3,16               | 0,09               | 0,12               | 1,67                | 0,23                | 1,05               | 0,24  |                 | Серая                               |
| 10а/2             | Глина                            | Центральные участки лагун и реликтовых озер | 5,22               | 1,44               | Нет                | 2,80                | 0,02                | 0,96               | 1,39  | II <sup>в</sup> | Темно-серая                         |
| 25/2              | То же                            | То же                                       | 5,52               | 1,87               | Нет                | 2,02                | 0,82                | 0,81               | 9,43  |                 | Темно-серая                         |
| 35/2              | Глина алевролитстая              | » »   | 6,92               | 2,79               | 0,17               | 2,40                | 0,34                | 1,22               | 1,12  |                 | Серая                               |

зернами весьма типично для красноцветных отложений. Оно отмечено, в частности, многими американскими исследователями в так называемых «первичных» красноцветах (см. главу I). В наших условиях оно свидетельствует наряду с другими фактами по меньшей мере об изменении характера размывавшихся в области сноса пород.

5. Характерной формой нахождения железистых гидроокислов в породах слабоаридной обстановки являются также глинисто-железистые оболочки на терригенных зернах. Они встречаются во многих фациальных типах пород, но заметное развитие получают только в песчаных отложениях прибрежной зоны волнений и течений лагунно-заливных водоемов и в баровых песчаниках, где их довольно много. Подобная приуроченность хорошо согласуется с представлениями о доседиментационном образовании оболочек за пределами бассейна накопления. Сравнительно с изучавшимися нами красноцветными отложениями P<sub>2</sub>-Т Славянского района (Феофилова, 1963), относящимися по всем признакам к значительно более аридным условиям, в отложениях слабоаридной обстановки свиты P<sub>1</sub><sup>крт</sup> железистые оболочки выражены значительно хуже; они наблюдаются на меньшем количестве зерен, гораздо тоньше и плохо сохранились (как правило, обволакивают только часть зерна). Тем не менее появление их в слабоаридной обстановке нашего разреза дополняет типовые особенности красноцветных отложений картамышской свиты, сближающей ее с «первичными» красноцветами, многократно описанными в американской литературе.

### Формы железа

В предыдущих разделах уже было дано представление об особенностях распределения различных форм железа: пиритного, карбонатного и окисного на основании наблюдений в шлифах и чисто качественной оценки. В настоящем разделе рассматриваются в совокупности различные формы железа по данным химических анализов (табл. 9, 10, 11), результаты



Содержание различных форм железа и  $C_{org}$  в отложенных гумидной обстановки с признаками засушливости (%)

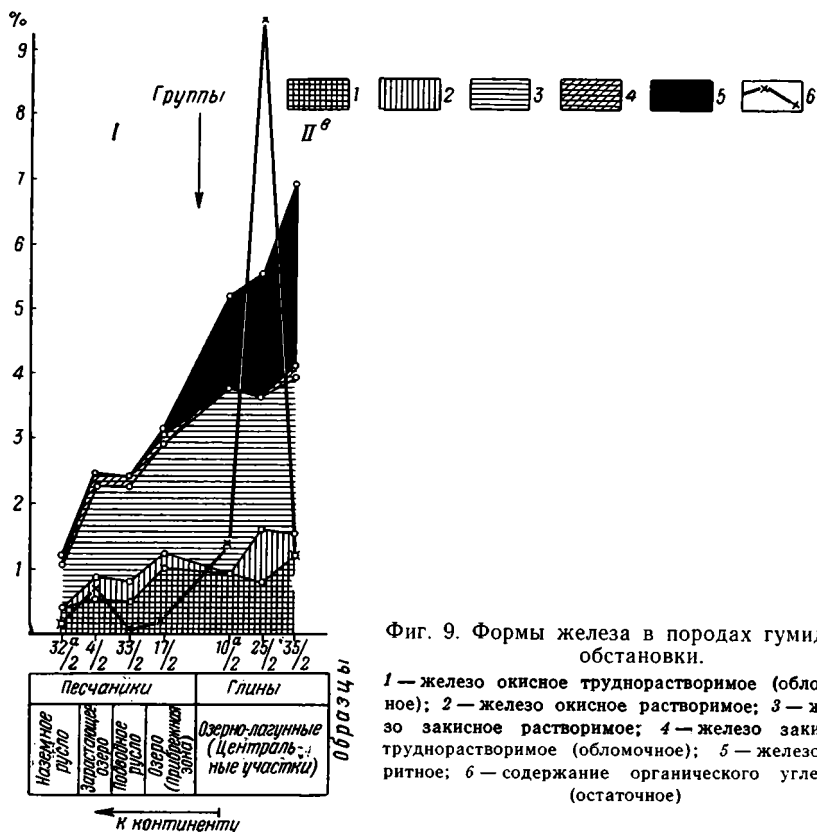
| № обр./<br>№ скв. | Порода                                      | Фациальный тип                                 | Fe <sub>вал.</sub> | Fe <sub>пир.</sub> | Fe <sub>обл.</sub> | Fe <sub>раст.</sub> | Fe <sub>раст.</sub> | Fe <sub>обл.</sub> | C <sub>орг.</sub> | S    | SO <sub>3</sub> | Группа           | Окраска                          |
|-------------------|---|--|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------|-------------------|------|-----------------|------------------|----------------------------------|
| 146/3             | Песчаник среднезернистый                    | Бары регрессивные . . .                        | 3,00               | 0,26               | Нет                | 2,74                | Нет                 | Нет                | Нет               | 0,49 | 0,08            | I р.             | Серая                            |
| 136/1             | » тонкозернистый                            | То же . . . . .                                | 2,96               | Нет                | Нет                | 2,49                | 0,23                | 0,24               | 0,05              | 0,03 | Нет             |                  | Зеленовато-серая                 |
| 546/2             | Песчаник тонкозернистый                     | Бары трансгрессивные . .                       | 3,12               | 0,11               | 0,50               | 1,51                | 0,28                | 0,72               | 0,05              | Нет  | 0,07            | I тр.            | Зеленовато-серая                 |
| 40/2              | То же                                       | То же . . . . .                                | 2,88               | 0,03               | 0,11               | 1,56                | 0,34                | 0,84               | 0,07              | »    | 0,12            |                  | То же                            |
| 38/2              | Алевролит крупнозернистый                   | Лагунно-заливные (прибрежная зона) . . . . .   | 2,83               | 0,04               | 0,39               | 0,84                | 0,56                | 1,00               | Нет               | »    | 0,09            |                  | » »                              |
| 37а/2             | То же                                       | То же . . . . .                                | 2,85               | 0,08               | 0,34               | 1,06                | 0,37                | 1,00               | 0,24              | »    | 0,7             |                  | Голубовато-серая                 |
| 23г/1             | Алевролит крупнозернистый, сильноглинистый  | Лагунно-заливные (центральные участки) . . .   | 4,58               | 0,06               | 0,61               | 3,13                | 0,39                | 0,39               | 0,64              | Нет  | 0,10            | II <sup>б</sup>  | Голубовато-серая                 |
| 32в/2             | Алевролит крупнозернистый                   | Озера (реликтовые) . . .                       | 6,14               | 0,11               | 0,44               | 2,90                | 0,78                | 1,91               | 0,33              | Нет  | 0,11            | III <sup>а</sup> | Зеленовато-серая                 |
| 27/2              | Глина алевритистая                          | Озера застойные . . . . .                      | 5,34               | 0,04               | 0,42               | 1,14                | 0,53                | 3,21               | 0,24              | Нет  | 0,05            | III <sup>б</sup> | Красноцветная                    |
| 55/2              | Алевролит мелкозернистый глинистый          | То же . . . . .                                | 5,45               | 0,03               | 0,95               | 1,12                | 0,55                | 2,80               | 0,03              | »    | 0,08            |                  |                                  |
| 50/2              | То же                                       | » » . . . . .                                  | 5,63               | 0,02               | 0,52               | 1,55                | 0,93                | 2,61               | 0,24              | 0,02 | Нет             |                  |                                  |
| 46/2              | » »   | » » . . . . .                                  | 5,72               | 0,03               | 0,67               | 0,89                | 0,47                | 3,66               | 0,32              | Нет  | 0,06            |                  |                                  |
| 52/2              | Глина алевритистая                          | » » . . . . .                                  | 6,09               | 0,05               | 0,50               | 1,40                | 0,72                | 3,42               | 0,40              | »    | 0,06            |                  |                                  |
| 9/2               | Глина                                       | Озера зарастающие (ископаемые почвы) . . . . . | 5,60               | 0,01               | Нет                | 3,57                | 0,74                | 1,28               | 0,17              | 0,01 | Нет             | IV <sup>а</sup>  | Зеленовато-серая                 |
| 22а/2             | » алевритистая                              | То же . . . . .                                | 4,32               | 0,05               | »                  | 3,51                | 0,28                | 0,48               | 0,32              | 0,06 | »               |                  | То же                            |
| 43/2              | Глина алевритистая—алевролит мелкозернистый | » » . . . . .                                  | 3,94               | 0,03               | 0,69               | 1,32                | 0,24                | 1,66               | 0,12              | Нет  | 0,06            |                  | Зеленовато-серая с пятнами бурой |
| 38а/2             | Алевролит мелкозернистый                    | Озера зарастающие (ископаемые почвы) . . . . . | 6,04               | Нет                | 0,22               | 0,94                | 0,93                | 3,95               | 0,08              | Нет  | Нет             | IV <sup>б</sup>  | Пестроцветно-красноцветная       |
| 43в/2             | Глина                                       | То же . . . . .                                | 6,14               | 0,05               | 0,56               | 1,17                | 0,67                | 3,69               | 0,19              | »    | 0,09            |                  |                                  |
| 21а/2             | » алевритистая                              | » » . . . . .                                  | 6,26               | 0,01               | Нет                | 1,19                | 0,35                | 4,71               | 0,04              | 0,01 | Нет             |                  |                                  |
| 36/2              | То же                                       | » » . . . . .                                  | 6,72               | 0,02               | 0,36               | 1,61                | 0,94                | 3,79               | 0,10              | 0,02 | »               |                  |                                  |
| 436/2             | Глина                                       | » » . . . . .                                  | 7,10               | 0,07               | 0,62               | 1,17                | 0,73                | 4,51               | 0,19              | Нет  | 0,05            |                  |                                  |

Таблица 11

Содержание различных форм железа и  $C_{орг.}$  в отложениях слабоаридной обстановки (%)

| № обр./<br>/№ скв. | Порода                            | Фациальный тип                                  | Fe <sub>вал.</sub> | Fe <sub>пир.</sub> | Fe <sub>обл.</sub> | Fe <sub>раст.</sub> | Fe <sub>раст.</sub> | Fe <sub>обл.</sub> | $C_{орг.}$ | S    | SO <sub>3</sub> | Cl   | Группа           | Окраска              |
|--------------------|-----------------------------------|---|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------|------------|------|-----------------|------|------------------|----------------------|
| 236/61             | Песчаник тонкозернистый           | Бары . . . . .                                  | 1,83               | Нет                | 0,05               | 0,55                | 0,76                | 0,47               | 0,16       | 4,49 | 9,80            | 0,04 | I <sup>a</sup>   | Красно-<br>цветная   |
| 150/54             | Алевролит среднезернистый         | Бары . . . . .                                  | 2,85               | 0,06               | 0,78               | 0,67                | 0,50                | 0,84               | Не опр.    | Нет  | Нет             | Нет  | I <sup>b</sup>   | Буровато-<br>серая   |
| 150а/54            | Алевролит крупнозернистый         | То же . . . . .                                 | 1,99               | 0,04               | 0,45               | 0,78                | 0,39                | 0,33               | » »        | »    | »               | »    |                  |                      |
| 55а/2              | То же                             | » » . . . . .                                   | 1,93               | 0,09               | 0,14               | 0,95                | 0,17                | 0,58               | 0,08       | »    | 0,08            | »    |                  |                      |
| 214/61             | Песчаник тонкозернистый           | » » . . . . .                                   | 1,71               | 0,04               | 0,39               | 0,95                | 0,17                | 0,16               | Не опр.    | »    | Нет             | »    |                  |                      |
| 105/54             | То же                             | » » . . . . .                                   | 2,28               | 0,27               | 0,56               | 1,06                | 0,17                | 0,22               | » »        | »    | »               | »    |                  |                      |
| 233а/61            | Алевролит мелкозернистый          | Заливные . . . . .                              | 3,83               | 0,15               | 1,23               | 1,23                | 0,67                | 0,55               | Не опр.    | Нет  | Нет             | Нет  | II <sup>a</sup>  | Голубовато-<br>серая |
| 222а/61            | Глина алевритистая                | То же . . . . .                                 | 4,40               | 0,49               | 0,84               | 2,17                | 0,51                | 0,39               | » »        | »    | »               | »    |                  |                      |
| 67а/54             | Глина                             | » » . . . . .                                   | 4,79               | 0,40               | 0,65               | 2,15                | 1,59                | Нет                | 0,45       | 0,51 | 0,02            | 0,05 |                  |                      |
| 200/61             | » алевритистая                    | » » . . . . .                                   | 4,66               | 0,08               | 0,51               | 2,62                | 0,56                | 0,89               | Не опр.    | Нет  | Нет             | Нет  |                  |                      |
| 107а/54            | Глина алевритистая                | Заливно-лагунные . . . . .                      | 6,30               | 0,16               | 1,06               | 1,45                | 1,12                | 2,51               | Не опр.    | Нет  | Нет             | Нет  | II <sup>b</sup>  | Бурая                |
| 151/54             | То же                             | То же . . . . .                                 | 6,45               | 0,14               | 1,17               | 0,95                | 0,67                | 3,52               | » »        | »    | »               | »    |                  |                      |
| 233/61             | » »                               | » » . . . . .                                   | 6,66               | 0,07               | 1,00               | 1,34                | 1,01                | 3,24               | » »        | »    | »               | »    |                  |                      |
| 185/54             | Алевролит мелко-, среднезернистый | Лагунно-озерные (прибрежная зона) . . . . .     | 4,46               | Нет                | 0,03               | 0,89                | 1,93                | 1,61               | 0,14       | 0,06 | Нет             | 0,16 | II <sup>b</sup>  | Красно-<br>цветная   |
| 107а/54            | Глина                             | Лагунно-озерные (центральные участки) . . . . . | 7,36               | 0,09               | 0,23               | 1,63                | 2,30                | 3,11               | 0,11       | 0,64 | 0,10            | 0,04 |                  |                      |
| 100а/54            | То же                             | То же . . . . .                                 | 8,21               | Нет                | 1,32               | 1,69                | 3,40                | 1,80               | 0,05       | 0,06 | Нет             | 0,04 |                  |                      |
| 174а/54            | Глина алевритистая                | Озера застойные . . . . .                       | 7,59               | Нет                | 0,58               | 0,34                | 2,86                | 3,81               | 0,05       | 0,14 | 0,03            | 0,15 | III <sup>b</sup> | Красная              |
| 197/54             | То же                             | То же . . . . .                                 | 6,51               | »                  | 0,74               | 0,49                | 2,04                | 3,24               | 0,12       | 0,05 | Нет             | 0,64 |                  |                      |

которых представлены также и графически (фиг. 9, 10, 11). Графики построены отдельно для каждой обстановки. Анализированные образцы распределены на горизонтальной оси по тому же принципу, что и на вышерассмотренных качественных диаграммах. По вертикальной оси показаны содержания валового железа и различных его форм в процентах от всей породы и, кроме того, количество  $C_{орг.}$  (остаточного).



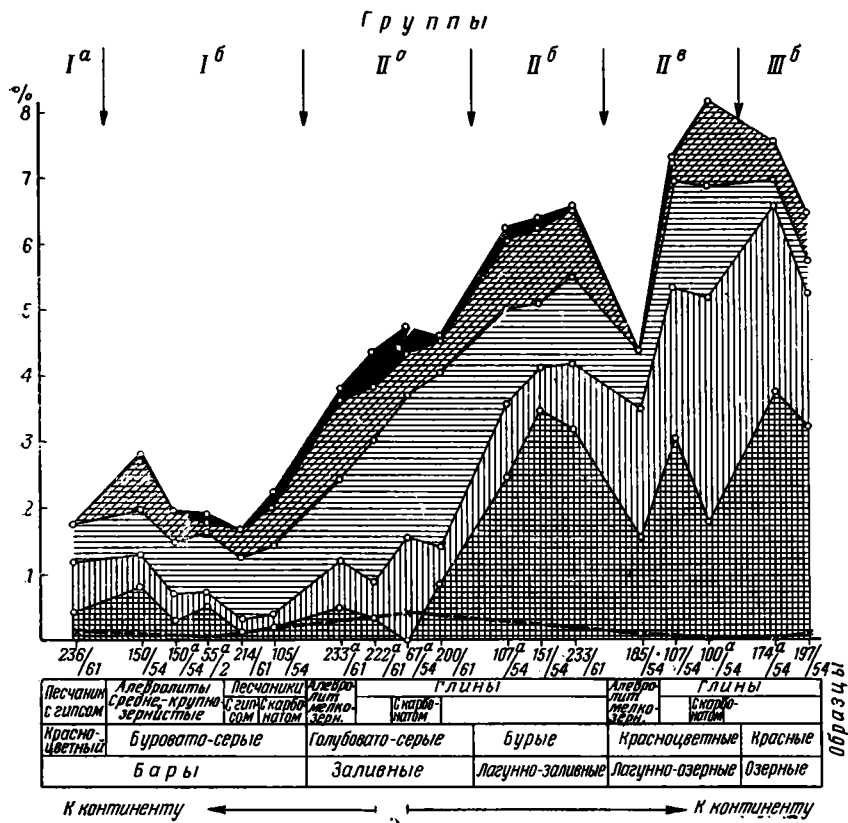
Фиг. 9. Формы железа в породах гумидной обстановки.

1 — железо окисное труднорастворимое (обломочное); 2 — железо окисное растворимое; 3 — железо закисное растворимое; 4 — железо закисное труднорастворимое (обломочное); 5 — железо пиритное; 6 — содержание органического углерода (остаточное)

По возможности в анализ отбирались бескарбонатные разности пород, за исключением тех фациальных типов, для которых присутствие карбоната является обязательным; наличие карбоната в таких образцах отмечено на графиках.

В гумидной обстановке распределение железа в различных его формах имеет весьма закономерный характер, обнаруживая связь как с гранулометрическим составом, так и с фациальным типом пород. Выделяются две, резко различные группы отложений. К первой группе относятся песчаные и крупноалевритовые осадки прибрежно-континентальных фаций: прибрежных участков крупных озер, мелких озер, прилежавших к суше, подводных и наземных русел. Содержание  $Fe_{вал}$  в пределах этой группы непостоянно, довольно резко снижаясь в более грубозернистых песчаниках наземных русел и несколько повышаясь, вне связи с гранулометрическим составом, в отложениях прибрежной зоны крупных озер. Однако соотношение различных форм железа внутри этой группы в общем постоянно, что позволяет охарактеризовать ее средними цифрами (табл. 12, группа I). Как видно из таблицы, растворимое закисное железо и окисное железо резко преобладают над всеми другими формами, причем в последнем основная масса приходится на долю трудно растворимого ( $Fe^{обл.}$ ); значения  $Fe^{раст.}$  находятся на грани





Фиг. 11. Формы железа в породах слабоокисленной обстановки.

См. условные обозначения к фиг. 9

здесь имеют углисто-черный цвет за счет обильной растительной органики.

Дело, по-видимому, в том, что лагунные фации свиты  $S_2^6$ , как и других угленосных свит среднего карбона, тесно связаны с широким развитием фаций аллювия, подводных выносов рек, озера и болота обстановки устьевых частей речных долин; лагуны и бары являются по существу составным элементом этой обстановки. В подобных условиях лагунные водоемы быстро отгораживаются от моря высокими надводными барами и распресняются. Поэтому, несмотря на большое скопление в них органического материала, пиритообразование выражено слабо из-за недостатка ионов  $SO_4^{2-}$ . Это в особенности справедливо для юго-западных районов Донбасса с исключительно широким развитием аллювия (Жемчужников и др., 1960, см. ч. 2 — карты). В Должанском и Бокковском районах, как уже отмечалось выше при рассмотрении рассеянных карбонатов, преобладали морские фации. Обстановка устьевых частей речных долин, включавшая лагунные фации, появлялась изредка, существовала сравнительно недолго. Гидродинамическая активность в прибрежной части морского водоема была высока, процессы разноса и переработки речного материала, приводившие в конечном счете к выравниванию побережья, осуществлялись сравнительно быстро. Все это препятствовало длительной изоляции лагунных водоемов от моря, несмотря на интенсивный рост отгораживающих аккумулятивных песчаных форм: море периодически размывало эти перемычки и лагунные воды смешивались с морскими. Именно поэтому в переходных отложениях

Таблица 12

Содержание различных форм железа и  $C_{орг.}$  в отложениях различных обстановок (средние значения)

| Обстановка          | Фациальный тип   | Породы                               | В % от пород |                  |                  |                   |                    |                   | В % от $Fe_{вал.}$ |                  |                   |                    |                   |                 | Группа           | Окраска                    |
|---------------------|--|--------------------------------------|--------------|------------------|------------------|-------------------|--------------------|-------------------|--------------------|------------------|-------------------|--------------------|-------------------|-----------------|------------------|----------------------------|
|                     |  |                                      | $Fe_{вал.}$  | $Fe_{пир.}^{++}$ | $Fe_{обл.}^{++}$ | $Fe_{раст.}^{++}$ | $Fe_{раст.}^{+++}$ | $Fe_{обл.}^{+++}$ | $Fe_{пир.}^{++}$   | $Fe_{обл.}^{++}$ | $Fe_{раст.}^{++}$ | $Fe_{раст.}^{+++}$ | $Fe_{обл.}^{+++}$ | $C_{орг.}$      |                  |                            |
| Гумидная            | Русла, прибрежные зоны озер, болотные озера                  | Алеврито-песчаные                    | 2,32         | 0,058            | 0,10             | 1,30              | 0,22               | 0,64              | 2,6                | 4,3              | 56,0              | 9,5                | 27,6              | 0,30            | I                | Сероцветная                |
|                     | Озерно-лагунные (центральные участки)                        | Глинистые . . . . .                  | 5,89         | 2,03             | 0,06             | 2,41              | 0,39               | 1,0               | 34,5               | 1,0              | 40,9              | 6,6                | 17,0              | 3,92*           | II <sup>B</sup>  | То же                      |
| Гумидная-переходная | Бары (регрессивные)  | Песчаные . . . . .                   | 2,98         | 0,13             | Нет              | 2,61              | 0,12               | 0,12              | 4,4                | Нет              | 87,6              | 4,0                | 4,0               | 0,03            | IP               | Зеленовато-серая           |
|                     | » трансгрессивные, прибрежная зона лагунно-заливных водоемов | Алеврито-песчаные                    | 2,92         | 0,06             | 0,34             | 1,24              | 0,39               | 0,89              | 2,1                | 11,6             | 42,5              | 13,3               | 30,5              | 0,09            | I тр.            | То же                      |
|                     | Лагунно-заливные   | Крупнозернистые алевролиты . . . . . | 4,58         | 0,06             | 0,61             | 3,13              | 0,39               | 0,39              | 1,3                | 13,3             | 68,4              | 8,5                | 8,5               | 0,64            | II <sup>B</sup>  | Голубовато-серая           |
|                     | Озера реликтовые   | То же . . . . .                      | 6,14         | 0,11             | 0,44             | 2,90              | 0,78               | 1,91              | 1,8                | 7,2              | 47,2              | 12,7               | 31,1              | 0,33            | III <sup>A</sup> | Зеленовато-серая           |
|                     | » застойные  | Алеврито-глинистые                   | 5,65         | 0,03             | 0,61             | 1,23              | 0,64               | 3,14              | 0,5                | 10,8             | 21,8              | 11,3               | 55,6              | 0,25            | III <sup>B</sup> | Красноцветная              |
|                     | » зарастающие (ископаемые почвы)                             | То же . . . . .                      | 4,62         | 0,03             | 0,23             | 2,80              | 0,42               | 1,14              | 0,6                | 5,0              | 60,6              | 9,1                | 24,7              | 0,20            | IV <sup>A</sup>  | Зеленовато-серая           |
| То же               | » » . . . . .  | 6,45                                 | 0,03         | 0,35             | 1,22             | 0,72              | 4,13               | 0,5               | 5,4                | 18,9             | 11,2              | 64,0               | 0,12              | IV <sup>B</sup> | Красноцветная    |                            |
| Слаборидная         | Бары   | Песчаники тонкозернистые . . . . .   | 1,83         | Нет              | 0,05             | 0,55              | 0,76               | 0,47              | Нет                | 2,7              | 30,1              | 41,5               | 25,7              | 0,16            | I <sup>A</sup>   | Красноцветная              |
|                     | То же  | Песчано-алевритовые                  | 2,15         | 0,10             | 0,46             | 0,88              | 0,28               | 0,43              | 4,7                | 21,4             | 40,9              | 13,0               | 20,0              | 0,08            | I <sup>B</sup>   | Буровато-серая             |
|                     | Заливы (центральные участки)                                 | Алеврито-глинистые                   | 4,42         | 0,28             | 0,81             | 2,04              | 0,83               | 0,46              | 6,3                | 18,3             | 46,2              | 18,8               | 10,4              | 0,45            | II <sup>A</sup>  | Серая (бледно-голубоватая) |
|                     | Лагуны (центральные участки)                                 | Глины . . . . .                      | 6,47         | 0,12             | 1,08             | 1,25              | 0,93               | 3,09              | 1,9                | 16,7             | 19,3              | 14,4               | 47,7              | Не опр.         | II <sup>B</sup>  | Бурая                      |
|                     | Лагунно-озерные  | Алеврито-глинистые                   | 6,68         | 0,03             | 0,53             | 1,40              | 2,55               | 2,17              | 0,4                | 7,9              | 20,9              | 33,3               | 32,5              | 0,10            | II <sup>B</sup>  | Красноцветная              |
| Озера застойные     | Глины . . . . .  | 7,05                                 | Нет          | 0,66             | 0,42             | 2,45              | 3,52               | Нет               | 9,4                | 6,0              | 34,7              | 49,9               | 0,09              | III             | Красная          |                            |

\* Без образца с  $C_{орг.} = 9,43$ , среднее = 1,26%

Содержание различных форм железа и  $C_{орг.}$  в переходных отложениях гумидных обстановок свит  $C_3^3$  и  $C_2^6$  верхнего и среднего карбона Донбасса (%)

| Свита   | Район              | Порода             | $Fe_{вал.}$ | $Fe_{пир.}^{..}$ | $Fe_{раст.}^{..}$ | $Fe_{обл.}$ | $Fe_{раст.}^{...}$ | $C_{орг.}$<br>(остаточ-<br>ные) |
|---------|--------------------|--------------------|-------------|------------------|-------------------|-------------|--------------------|---------------------------------|
| $C_3^3$ | Ново-Мечебиловский | Песчаник . . . . . | 2,32        | 0,06             | 1,30              | 0,74        | 0,22               | 0,30                            |
|         |                    | Глина . . . . .    | 5,89        | 2,03             | 2,41              | 1,06        | 0,39               | 3,99*                           |
| $C_2^6$ | Должанский         | Песчаник . . . . . | 2,30        | 0,14             | 2,01              | 0,12        | 0,03               | 0,22                            |
|         |                    | Аргиллит . . . . . | 5,22        | 0,40             | 3,28              | 1,32        | 0,21               | 1,16                            |
| $C_2^6$ | Боковский          | Песчаник . . . . . | 2,85        | 0,04             | 2,14              | 0,37        | 0,30               | 0,23                            |
|         |                    | Аргиллит . . . . . | 4,92        | 0,17             | 2,51              | 1,61        | 0,63               | 1,07                            |

\* В том числе один образец с  $C_{орг.} = 9,43$ ; за вычетом его, среднее содержание 1,26.

Должанского и Боковского районов наблюдается чередование пород со столь резко различным составом рассеянных карбонатов. Содержания  $C_{орг.}$  и  $Fe_{пир.}^{..}$  в отдельных образцах озерно-лагуно-заливных фаций также подвержены резким колебаниям. Пониженные содержания  $C_{орг.}$ , не благоприятствующие пиритообразованию, отвечают, по-видимому, периодам прорыва перемычек, вторжения морских вод и соответственно разному органического материала вдоль побережья и в направлении к его более пелагическим зонам. С другой стороны, именно эти периоды вторжения морских вод в лагунные водоемы благоприятствовали пиритообразованию, пополняя запасы лагунных вод ионами  $SO_4^{..}$ . Естественно, что при столь противоречивых воздействиях одного и того же фактора, интенсивность пиритообразования в более или менее отгороженных прибрежных водоемах сильно изменялась и в целом была невысокой.

Высокое пиритообразование в озерно-лагунных водоемах верхнего карбона вызывалось благоприятным сочетанием в них как высокого содержания реакционноспособной органики, так и сульфатных ионов. Основой подобного сочетания являлась устойчивость заливно-лагунной обстановки, обусловленная длительным равновесием между поступлением терригенного материала, питавшего эту обстановку, и разном его в волновом поле морского бассейна, постепенно изменявшим эту обстановку. Равновесное состояние поддерживалось на некотором среднем уровне отгораживающих аккумулятивных форм, представлявших, по-видимому, преимущественно подводные образования: они не мешали постоянной связи между лагунными и морскими водами (связь осуществлялась не путем прорыва пересыпи, а за счет медленных обменных токов, возникавших между участками с различно минерализованной водой) и в то же время обеспечивали относительное затишье в лагунах и накопление в них больших масс органического материала. Озерно-лагунные отложения здесь тяготеют по существу к фации мелкого островного моря, с отложениями которой тесно связаны в разрезе. Последнему способствовал и более расчлененный рельеф побережья, свойственный лагуно-заливному типу.

Характерно, что сходная устойчивая заливно-лагунная обстановка была выделена нами в угленосной толще  $C_1^3$  нижнего карбона южного Донбасса (Феофилова и Левенштейн, 1963), где отложения центральных участков заливов, лагун и озер, судя по макроскопическим наблюдениям и просмотру шлифов, также содержат значительно больше пирита, чем продуктивные свиты среднего карбона.

Заметим, что процесс пиритообразования в озерно-лагунных водоемах

верхнего карбона имеет верхнюю границу (до 40% от  $Fe_{вал.}$ ), выше которой он не идет, несмотря на наличие неиспользованных запасов как  $C_{орг.}$ , так и сульфатных ионов (в образце 25/2 см. фиг. 9).

Второй интересной особенностью гумидной обстановки верхнего карбона является состав  $Fe_{обл.}$ , представленного почти исключительно окисной формой (см. табл. 9). В свите  $C_2^6$  при сходном содержании  $Fe_{обл.}$  оно представлено, наоборот, почти исключительно закисной формой (в этом мы убедились, просмотрев результаты анализов отдельных образцов). Содержание  $Fe_{обл.}$  в верхнем и в среднем карбоне не выходит за пределы погрешностей анализа. Малое количество или отсутствие  $Fe_{обл.}$  в бескарбонатных образцах верхнего карбона говорит о том, что силикатное закисное железо (находившееся в основном в минералах первичных и вторичных слюд) было здесь сравнительно неустойчивым и в процессе обработки слабой соляной кислотой почти нацело перешло в растворимую форму. Естественно, что при этом высвободилось и нерастворимое окисное железо, которое несомненно входит в величину  $Fe_{обл.}$ . Высокие значения  $Fe_{обл.}^{+++}$ , особенно в песчано-алевритовых породах, где оно составляет в среднем 28% от  $Fe_{вал.}$ , указывают на повышенное содержание трехвалентного железа в силикатных минералах этих пород. Некоторая часть  $Fe_{обл.}^{+++}$  могла образоваться в диагенезе за счет окисления силикатного двухвалентного железа, главным образом при разложении биотита, признаки чего были отмечены в шлифах, однако процесс этот в гумидной обстановке имел весьма слабое развитие.

В гумидной обстановке с признаками засушливости наблюдается более сложное распределение форм железа, связанное не только с гранулометрическим и фаціальным типом пород, но и с их окраской. С учетом всех этих факторов можно выделить семь групп пород с характерным для каждой группы соотношением различных форм железа и общего его содержания (см. фиг. 10 табл. 10, 12).

Среди алеврито-песчаных пород выделяются баровые песчаники регрессивного типа с обязательным для них карбонатным цементом, в которых почти все железо содержится в легко растворимой закисной карбонатной форме (Iр.). Бескарбонатные разности баровых песчаников (трансгрессивного типа), а также крупнозернистых алевролитоз прибрежной зоны заливно-лагунных водоемов (Iтр) отличаются существенной ролью окисного железа, главным образом в нерастворимой форме, которое в среднем лишь немногим уступает железу закисному, а в отдельных образцах равно или даже превышает его. В целом соотношение различных форм железа в этой группе очень близко к наблюдающемуся в алеврито-песчаных отложениях гумидной обстановки верхнего карбона (см. табл. 9). Здесь лишь слегка понижено содержание пирита и еще более подчеркнуто специфическое для гумидных обстановок нашего разреза повышенное содержание окисного, главным образом нерастворимого железа. Содержание валового железа во всей группе I очень постоянно. Оно равно  $Fe_{вал.}$ , содержащемуся в прибрежных песчаных осадках крупных реликтовых озер гумидной обстановки, в то время как продвинутые дальше на континент отложения той же размерности заметно обеднены железом; в этом отчетливо сказывается влияние фаціального типа пород.

Лагунно-заливные отложения представлены в наших анализах всего лишь одним образцом крупнозернистого алевролита, очень сходного, однако, как по  $Fe_{вал.}$ , так и по распределению отдельных его форм, с алевролитами переходных (лагунно-заливных) фаций Должанского и Боковского районов свиты  $C_2^6$ . Для тех и других характерно преобладание растворимой формы закисного железа при подчиненном развитии обломочного, среди которого преобладающая роль принадлежит  $Fe_{обл.}^{+++}$ .



а также ничтожное содержание пирита. Резкое отличие этих отложений от озерно-лагунных осадков группы II<sup>a</sup> гумидной обстановки верхнего карбона объясняется прежде всего более открытым характером водоемов; к сожалению, у нас нет анализов из лагунно-заливных отложений гумидной обстановки верхнего карбона, но несомненно, что они также должны быть близки к типичным гумидным условиям свиты C<sub>2</sub><sup>6</sup>. Специфика начинающейся слабой аридизации климата, естественно, сильнее всего сказывается на прибрежных осадках и слабее всего — на осадках центральных частей относительно открытых водоемов лагунно-заливного характера.

Существенно, однако, что и в более закрытых водоемах лагунно-озерного типа мы уже не встречаемся в данной обстановке с широким развитием пиритной формы: в зеленовато-серых разностях (группы III<sup>a</sup>) она остается примерно на том же низком уровне, а в красноцветных (группы III<sup>b</sup>) — практически отсутствует. Распределение форм железа в группе III<sup>a</sup> (представленной в анализах всего одним образцом крупнозернистого алевролита) становится очень похожим на группу I тр., хотя абсолютные содержания в группе III<sup>a</sup> в 2 раза выше; последнее находится опять-таки в соответствии с фаціальным типом пород, нарушая общую тенденцию распределения железа по гранулометрическому составу. В более прибрежных разностях озерной фации, представленных красноцветными осадками (группы III<sup>b</sup>), содержание нерастворимого окисного железа повышается в среднем до 56%, ни в одном образце не спускаясь ниже 46%, а в некоторых образцах поднимаясь до 64%. При этом содержание Fe<sup>+++</sup> растворимого остается столь же малым, как и в зеленовато-серых разностях.

Таким образом, переход от зеленовато-серых алевролитов к красноцветным глинам озерной фации сопровождается исчезновением пирита и переходом части закисного (силикатного) железа в нерастворимое окисное. При этом содержание валового железа существенно не меняется несмотря на то, что обе эти разновидности представлены в анализах различными по гранулометрическому составу породами.

Красноцветные почвенные горизонты весьма сходны с озерными, отличаясь лишь еще более высоким содержанием нерастворимого окисного железа. Зеленатовато-серые разности почв по распределению форм железа отличаются от красноцветных исключительно тем, что резкое преобладание окисного железа в них заменяется столь же резким преобладанием закисного. При этом, однако, содержание валового железа в зеленовато-серых разностях существенно понижается, несмотря на то, что обе разновидности представлены в наших анализах одним и тем же гранулометрическим типом пород.

В этом проявляется существенная разница в происхождении окраски ярко-зеленовато-серых пород почвенных горизонтов и голубовато-бледно-зеленовато-серых пород озерно-лагунных и лагунно-заливных осадков. В первых она представляет несомненно результат позднейшей редукции окисного железа в диагенезе с характерной для этого процесса потерей части растворимого закисного железа и, как следствие, — резким нарушением связи между содержанием валового железа и гранулометрическим типом пород; у вторых, по нашему мнению, серая окраска является доседиментационной.

Сравнение содержания пиритного железа и органического материала в породах рассматриваемой обстановки и свиты C<sub>2</sub><sup>6</sup> показывает, что сероцветные породы верхнего карбона содержат примерно такое же количество пиритного железа при резко пониженном количестве остаточного органического углерода (табл. 14).

Содержание  $S_{орг.}$  (остаточного) и  $Fe_{пир.}$  в породах континентальной и переходной групп фаций верхнего карбона (гумидная — засушливая обстановка) и среднего карбона (типичная гумидная)

| Группа фаций    | Свита   | Район             | Порода  | $S_{орг.}$<br>(остаточное) в % | $Fe_{пир.}$   |                    |
|-----------------|---------|-------------------|---|--------------------------------|---------------|--------------------|
|                 |         |                   |   |                                | в % от породы | в % от $Fe_{вал.}$ |
| Континентальная | $C_3^3$ | Ново-Мечбиловский | Алевритоглинистая (группа IV) . . . . .                         | 0,16                           | 0,03          | 0,5                |
|                 | $C_2^6$ | Должанский        | Алевролит мелкозернистый и аргиллит . . . . .                   | 0,31                           | 0,05          | 1,0                |
|                 | $C_2^6$ | Боковский         | Алевролит мелкозернистый  | 3,07                           | 0,65          | 18,6               |
| Переходная      | $C_3^3$ | Ново-Мечбиловский | Песчаник и алевролит крупнозернистый (группа I) . .             | 0,07                           | 0,09          | 3,0                |
|                 | $C_2^6$ | Должанский        | Песчаник . . . . .  | 0,22                           | 0,14          | 6,1                |
|                 | $C_2^6$ | Боковский         | То же . . . . .   | 0,23                           | 0,04          | 1,4                |
|                 | $C_3^3$ | Ново-Мечбиловский | Алевролит крупнозернистый (группы II и III <sup>a</sup> ) . . . | 0,49                           | 0,09          | 1,6                |
|                 | $C_2^6$ | Должанский        | Алевролит крупнозернистый и алевролиты переслаивания            | 0,78                           | 0,04          | 1,0                |
|                 | $C_2^6$ | Боковский         | Алевролит . . . . .   | 1,10                           | 0,07          | 1,7                |
|                 | $C_3^3$ | Ново-Мечбиловский | Глина и алевролит мелкозернистый (группа III <sup>b</sup> ) . . | 0,25                           | 0,03          | 0,5                |
|                 | $C_2^6$ | Должанский        | Алевролит мелкозернистый и аргиллит . . . . .                   | 1,10                           | 0,53          | 12,1               |
|                 | $C_2^6$ | Боковский         | Аргиллит . . . . .  | 1,07                           | 0,17          | 3,5                |

Из этого следует, что процесс пиритообразования в данных условиях протекал вплоть до полного или почти полного использования органического редуцента, т. е. имел законченный характер.

В красноцветных породах верхнего карбона пирит содержится в ничтожных количествах или вовсе отсутствует, что несомненно связано с окислительными условиями образования этих пород. Следует, однако, подчеркнуть сходное содержание  $S_{орг.}$  в красноцветных и сероцветных разностях, что хорошо согласуется с вышеприведенными соображениями о постседиментационном образовании трудно растворимых гидроокислов железа. Возможно, что на раннем этапе диагенеза красноцветные озерные осадки содержали больше пирита, но позднее он окислился в связи с выводом осадков из восстановительной среды диагенеза в окислительную зону и последовавшими процессами почвообразования.

В слабоаридной обстановке буровато-серые песчано-алевритовые отложения фации баров (см. фиг. 11, табл. 11, группа I<sup>6</sup>) по распределению различных форм железа в общем сходны с бескарбонатными разностями баров гумидной-переходной обстановки (см. фиг. 10, табл. 10, группа I тр.), отличаясь несколько повышенным содержанием пирита и пониженным  $Fe_{обл.}$ , сравнимым здесь с  $Fe_{сбл.}$ . Выше мы уже видели, что относительное повышение в обломочном железе роли закисной формы характерно для осадков, в общем случае более удаленных от берега, отлагавшихся в условиях более открытых и крупных водоемов, в меньшей степени подверженных влиянию аридизации климата. С этим хорошо согласуется тесная связь сероцветных баровых песчани-

ков слабоаридной обстановки в разрезе с серыми алеврито-глинистыми отложениями заливов. Для баровых песчаников слабоаридной обстановки характерно также пониженное содержание валового железа, что скорее всего связано с присутствием в них карбонатного цемента и может рассматриваться как дополнительный признак седиментационного происхождения последнего. Действительно, в барах гумидной-переходной обстановки, при образовании диагенетического карбонатного цемента (доломита) осуществлялся просто переход силикатного железа в карбонатную форму, общее же количество железа не менялось. При седиментационной садке карбоната, естественно, должно было уменьшаться количество слюдисто-глинистого материала, а следовательно, и связанного с ним железа, которое к тому же в условиях слабоаридной обстановки почти не переходило в карбонатную форму. Последнее объясняет незначительные различия в соотношениях окисного и закисного железа в образцах с преимущественно карбонатным цементом и в бескарбонатных. В карбонатных относительное содержание закисного железа несколько увеличивается, однако не столь значительно, как в группе I<sub>p</sub> баровых песчаников гумидной-переходной обстановки.

Красноцветные баровые песчаники (группы I<sup>a</sup>), имеющие по всем признакам значительно более мелководный и прибрежный генезис, существенно отличаются от сероцветных отсутствием пирита, почти исключительным развитием среди обломочного железа окисной формы, резким преобладанием всего окисного железа над суммой закисного и, что наиболее специфично для данной обстановки,— резким преобладанием среди окисного железа растворимой формы.

Глинистые заливно-лагунные и лагунно-озерные отложения в слабоаридной обстановке образуют очень закономерный ряд, исключительно отчетливо иллюстрирующий взаимосвязанные изменения окраски, валового содержания железа и соотношения различных его форм. Как видно на фиг. 11, в направлении от красноцветных лагунно-озерных глин к серым с слабо-голубоватым оттенком глинистым породам, типа наиболее открытых заливов, в соответствии с постепенным ослаблением красного цвета (через промежуточную гамму желтовато-охристо-бурых тонов) падает содержание валового железа, появляется и постепенно нарастает пирит, снижается роль окисного железа в целом и его растворимой формы в частности. Кажущееся отклонение от этой зависимости в крайнем левом образце из группы лагунно-озерных осадков в действительности является вполне закономерным, так как этот образец представлен более грубой породой (алевролитом мелкозернистым, тяготеющим к среднезернистому) и по всем признакам относится к прибрежной зоне лагунно-озерных водоемов. Соответственно с этим валовое железо в нем понижено, но соотношение различных форм вполне укладывается в общий ряд заливно-лагунно-озерных отложений. Средние значения для сероцветных заливных (группа II<sup>a</sup>), буро-серых заливно-лагунных (группа II<sup>b</sup>) и буро-красных лагунно-озерных (группа II<sup>b</sup>) отложений приведены в табл. 12. В красноцветных глинистых отложениях застойных озер (группа III<sup>b</sup>) преобладание окисного железа становится максимально резким: оно составляет до 85% от валового железа, подавляя все формы закисного. На фоне несомненного увеличения абсолютной и относительной роли растворимых форм окисного железа соотношение его с нерастворимой формой подвержено частым колебаниям. Одной из причин этого является, по-видимому, неравномерное проявление вышеотмеченной тенденции к агломерации и кристаллизации гидроокислов железа, несомненно способствующей переходу легко растворимых гидроокислов в трудно растворимые и менее обводненные минералогические формы.

Резкое снижение относительного содержания трудно растворимого железа в крайнем правом образце из группы лагунно-озерных отложений (см. фиг. 11), который содержит примесь пелитоморфного карбоната, вызывает предположение о том, что присутствие седиментационного карбоната препятствовало диагенетической агломерации окисного железа. На это имеется прямое указание у Плейса (Place, 1943) и у некоторых других американских авторов. Однако главная причина, по-видимому, заключается в неодинаковой природе нерастворимого окисного железа. Некоторая часть его образовывалась и здесь за счет разрушения силикатных форм; в частности, это относится, по-видимому, к специфическим гидроокислам железа, связанным с новообразованием лептохлоритов, придающих характерную бурую окраску некоторым лагунно-заливным глинам (группы II<sup>6</sup>). Другая же часть нерастворимого окисного железа образовалась за счет диагенетической агломерации растворимого окисного железа, внесенного в водоем вместе с тонкоотмученным терригенным материалом.

Отмеченные изменения в количестве и соотношении форм железа в направлении от красноцветных лагунно-озерных осадков к сероцветным представляют, несомненно, результат постепенно усиливавшейся редукции окисных форм железа, сопровождавшейся новообразованием лептохлоритов (в начальный период) и все усиливающейся потерей части железа, перешедшего в более подвижную и легко растворимую закисную форму. Максимальная редукция проявилась в группе открытых заливов (II<sup>а</sup>), что было связано, несомненно, с повышенным содержанием в них органического материала, причем не только растительного, но главным образом, вероятно, животного происхождения. По единичным определениям содержание  $C_{орг.}$  (остаточного) здесь равно 0,45%, в то время как в других фациальных группах оно не выше 0,16% и в целом несколько понижено по сравнению с породами гумидной-переходной обстановки. Напомним, что все образцы сероцветных заливных глин относятся к верхней части свиты, где они образуют довольно мощные слои, содержащие в основании карбонатные горизонты с фауной.

Сравнительно с гумидной-переходной обстановкой, где явление региональной редукции фиксируется только на переходе от красноцветных почвенных горизонтов к сероцветным, в слабоаридной обстановке процессы редукции получили более широкое развитие (в верхах свиты), затронув в той или иной степени почти все фациальные типы пород и возможно, обусловив окраску всех сероцветных пород. Следует еще заметить, что относительно высокое содержание  $Fe^{обл.}$  в сероцветных осадках баров и заливов (в среднем — 21,4—18,3% от  $Fe_{вал.}$ ), сравнимое или даже превышающее содержание трудно растворимого окисного железа, в условиях слабоаридной обстановки может быть дополнительно обусловлено обогащением этих пород обломочными рудными зернами типа магнетита и ильменита. В соответствии с этим наблюдается уменьшение  $Fe^{обл.}$  по мере перехода к красноцветным разностям пород (см. табл. 12), в которых рудные зерна встречаются главным образом в окисленном виде.

В целом данные химических анализов хорошо согласуются с результатами микроскопического изучения, подкрепляя вывод о различной природе окисного железа в отложениях гумидной-переходной и слабоаридной обстановок.

Согласно данным Н. М. Страхова (Страхов и др., 1959), распределение элементов в свите  $C_2^6$  относится к упорядоченному типу сглаженной модификации. Поскольку можно судить по имеющимся у нас данным, касающимся распределения только одного элемента — железа, упорядоченный тип, с характерным для него ростом концентраций от песчаных осадков к глинистым, сохраняется и в верхнем карбоне-

При этом в обеих обстановках разница между содержанием железа в песчаниках и глинах (по средним цифрам табл. 12) совершенно одинакова — 3,5%, что превышает разницу в переходных отложениях свиты С<sub>2</sub><sup>6</sup> Должанского района (3%) и в еще большей степени — Боковского района (2%). В слабоаридной обстановке картамышской свиты разница между содержанием железа в песчаниках и глинах возрастает до 5%, т. е. распределение становится значительно более контрастным. Это свидетельствует о более интенсивной миграции железа в пелагические зоны водоема.

Вместе с тем особенности картамышской свиты не дают оснований связывать пелагический сдвиг в распределении железа с повышением интенсивности химического выветривания, уменьшением полимиктовости пород, улучшением их сортировки или увеличением количества гелифицированной растительности. Все эти факторы, способствующие в гумидной обстановке угленосных толщ пелагическому сдвигу элементов, в том числе железа, если и изменяются с переходом к картамышской свите, то в противоположном направлении. Очевидно, решающее влияние здесь опять-таки имеет привнос значительной части железа в форме коллоидальных растворов.

## Глава VI

### ОКРАСКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

#### Происхождение красного цвета в осадках верхнего карбона и нижней перми

Из приведенного материала следует, что красноцветность верхнего карбона и нижней перми имеет различное происхождение. Пигментирующие гидроокислы железа в верхнем карбоне образовались в постседиментационную стадию («вторичные» красноцветы); в нижнепермское время основная их масса была привнесена из области питания вместе с терригенным материалом («первичные» красноцветы). Основные особенности красноцветных отложений гумидной-переходной обстановки верхнего карбона и слабоаридной нижней перми, подтверждающие это положение, по существу уже были разобраны выше. Они сведены в табл. 15. Эти особенности можно рассматривать как наиболее общие признаки вторичных и первичных красноцветов, хотя они, разумеется, не исчерпывают всего разнообразия красноцветных стложений различных типов, представление о котором было дано в главе I.

Признаки 1 и 2 были сформулированы еще Томлинсоном (Tomlinson, 1916) и многократно использовались всеми последующими исследователями. Большинство других признаков также упоминается в работах различных авторов, главным образом в связи с доказательством первичного происхождения красноцветных отложений. При этом каждый исследователь подчеркивает два-три признака, наиболее отчетливо проявляющиеся в исследовавшихся им отложениях и согласующиеся с его взглядами на природу красноцветной окраски в целом. Признаки, характеризующие вторичные красноцветы, чаще всего высказываются в гипотетической форме или следуют из контекста как прямо противоположные подчеркиваемым особенностям первичных красноцветов.

Признаки 3, 5 в просмотренной нами литературе не отмечены. Признаки 10—12, основанные на данных химических анализов форм железа, в литературе отмечены в более общем виде и опять-таки для доказательства первичного происхождения красноцветности и вторичного происхождения зеленовато- или голубовато-серых прослоев и пятен. Сравнительный анализ распределения форм железа в первичных и вторичных красноцветных формациях с учетом легко и трудно растворимых закисных и окисных соединений железа, а также данных фациального анализа отсутствует, так же как и сравнительный анализ всего комплекса присущих этим формациям литогенетических признаков. В этом, по-видимому, заключается основная причина того, что генетическое значение окраски как показателя не только тектоно-ландшафтных, но и климати-

**Признаки, характеризующие происхождение красноцветов верхнего карбона  
и нижней перми**

| Верхний карбон<br>(постседиментационные или вторичные красноцветы)  | Нижняя пермь (первичные красноцветы)  |
|---|---|
| 1. Красноцветные горизонты имеют подчиненное развитие и строго приурочены к прибрежно-континентальным фациям зарастающих озер и почв (древние профили выветривания)   | 1. Красноцветные горизонты преобладают и встречаются во всех фациях   |
| 2. Содержание органического (растительного) материала в красноцветных и сероцветных породах сравнимо, иногда даже преобладает в красноцветных   | 2. Органический (растительный) материал приурочивается к сероцветным породам  |
| 3. К красноцветным прослоям приурочено максимальное количество сильно гелифицированного растительного материала; широко развиты органо-железистые соединения, придающие коричневый оттенок окраске  | 3. В красноцветных прослоях растительный материал встречается только в форме очень мелкого обугленного дегрита (изредка и мало); гидроокислы железа не содержат примеси органического материала   |
| 4. Распределение гидроокислов железа не связано с структурно-текстурными особенностями пород  | 4. Распределение гидроокислов железа связано с структурой и микротекстурой пород; отчетливо выражена тенденция концентрации гидроокислов железа в глинистом материале   |
| 5. Гидроокислы железа в соединении с коллоидальным органическим веществом обнаруживают (в отложениях зарастающих озер) тенденцию к постседиментационным перемещениям с образованием вторичных флюидальноподобных текстур (не связанных с первичной микротекстурой осадка) и частично поднимаются в вышележащие почвенные горизонты по корням растений | 5. Гидроокислы железа обнаруживают (в отложениях зарастающих озер и почвенных горизонтов) тенденцию к постседиментационной агломерации, обезвоживанию и раскristаллизации   |
| 6. Преобладающая масса гидроокислов железа имеет микрочешуйчатое строение. Часто наблюдаются выделения коричнево-красных гидроокислов железа по биотиту и красно-желто-коричневых за счет окисления пирита  | 6. Преобладающая масса гидроокислов железа имеет микро-комочкообразное строение и яркую оранжево-красную окраску  |
| 7. Железистая оболочка на терригенных зернах отсутствует  | 7. Довольно часто встречаются алеврито-песчаные зерна в оболочке из гидроокислов железа   |
| 8. Обломочные рудные зерна очень редки  | 8. Характерны обломочные рудные зерна типа магнетита и ильменита, частично окисленные в красноцветных разностях   |
| 9. В красноцветных горизонтах сульфато- и хлоридопроявление отсутствует   | 9. В красноцветных горизонтах изредка встречаются включения гипса-ангидрита и рассеянные кристаллы каменной соли (немного)  |
| 10. При переходе от красноцветных горизонтов к сероцветным не наблюдается признаков редукции закисных соединений железа; последние фиксируются лишь внутри фации глинистых осадков с признаками почвообразования и имеют ограниченное развитие  | 10. Переход красноцветных осадков в сероцветные сопровождается новобразованием лептохлоритов (типа шамозита) и резким снижением валового содержания железа, что свидетельствует о редукции его окисных соединений   |
| 11. При переходе от сероцветных пород к красноцветным содержание окисного железа $Fe^{III}$ резко увеличивается главным образом за счет трудно растворимой формы $Fe_{обл.}^{III}$ , а содержание растворимого закисного железа $Fe_{раст.}^{II}$ соответственно уменьшается  | 11. При переходе от сероцветных пород к красноцветным баланс между содержанием $Fe_{раст.}^{II}$ и $Fe_{обл.}^{III}$ нарушается. Содержание $Fe_{обл.}^{III}$ резко увеличивается как за счет $Fe_{обл.}^{III}$ так и за счет $Fe_{раст.}^{II}$ и не компенсируется уменьшением $Fe_{раст.}^{II}$ |
| 12. Красноцветная окраска появляется при отношении $Fe^{III}/Fe^{II} > 1$ (относительно высокие Eh)   | 12. Красноцветная (бурая) окраска может появиться уже при отношении $Fe^{III}/Fe^{II} = 0.2$ (относительно пониженные Eh)   |

ческих изменений до настоящего времени является спорным и не находит сколько-нибудь однозначного истолкования.

Особо следует остановиться на последнем (12) из сформулированных нами признаков.

**Характер зависимости отношения  $Fe^{III}/Fe^{II}$   
от окраски пород в различных климатических обстановках**

Выше, в главе I, мы уже говорили о многочисленных попытках связать окраску красноцветных отложений с величиной отношения окисного железа к закисному и с содержанием  $S_{орг.}$ , которые делались обычно

Связь окраски пород с отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в гумидных обстановках верхнего карбона (%)

| Обстановка          | Группа            | Порода   | Количество образцов | $Fe_{вал.}$ | $Fe^{3+}$ | $Fe^{2+}$ | $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ | $C_{орг.}$ | Окраска  |
|---------------------|-------------------|--|---------------------|-------------|-----------|-----------|-------------------|------------|--|
| Гумидная            | I                 | Песчаник мелко-, тонкозернистый и алевролит крупнозернистый  | 4                   | 2,32        | 0,86      | 1,46      | 0,6               | 0,30       | Серая, иногда с бледно-зеленоватыми пятнами                      |
|                     | II <sup>B</sup>   | Глина, иногда алевролитистая                                 | 3                   | 5,89        | 1,39      | 4,50      | 0,3               | 3,92       | От серой до темно-серой  |
| Гумидная-переходная | I тр.             | Песчаник тонкозернистый                                      | 2                   | 3,00        | 1,09      | 1,91      | 0,6               | 0,06       | Зеленовато-серая   |
|                     | I тр.             | Алевролит крупнозернистый                                    | 2                   | 2,84        | 1,47      | 1,37      | 1,1               | 0,12       | Зеленовато- или голубовато-серая                                 |
|                     | III <sup>A</sup>  | То же  | 1                   | 6,14        | 2,69      | 3,45      | 0,8               | 0,33       | Зеленовато-серая   |
|                     | III <sup>B</sup>  | Алевролит крупнозернистый, сильноглинистый                   | 1                   | 4,58        | 0,78      | 3,80      | 0,3               | 0,64       | Голубовато-серая   |
|                     | IV <sup>A</sup>   | Глина алевролитистая   | 1                   | 4,32        | 0,76      | 3,56      | 0,2               | 0,32       | Зеленовато-серая   |
|                     | IV <sup>A</sup>   | Глина  | 1                   | 5,60        | 2,02      | 3,58      | 0,6               | 0,17       | То же  |
|                     | IV <sup>1-6</sup> | Глина сильноалевролитистая                                   | 1                   | 3,94        | 1,90      | 2,04      | 0,9               | 0,12       | Зеленоватая с бледно-коричнево-красным пятнами                   |
|                     | III <sup>B</sup>  | Глина алевролитистая или алевролит мелкозернистый, глинистый | 1                   | 5,45        | 3,35      | 2,10      | 1,6               | 0,03       | Коричнево-красная с мелкими зеленоватыми прожилками и пятнами    |
|                     |                   | То же  | 1                   | 5,63        | 3,54      | 2,09      | 1,7               | 0,24       |  |
|                     |                   | » »  | 1                   | 6,09        | 4,14      | 1,95      | 2,1               | 0,40       |  |
|                     |                   | » »  | 1                   | 5,34        | 3,74      | 1,60      | 2,3               | 0,24       |  |
|                     |                   | » »  | 1                   | 5,72        | 4,13      | 1,59      | 2,6               | 0,32       |  |
|                     |                   | Среднее по группе III <sup>B</sup>                           | 5                   | 5,65        | 3,78      | 1,87      | 2,0               | 0,25       |  |
|                     | IV <sup>5</sup>   | Глина, чаще алевролитистая                                   | 3                   | 6,65        | 4,78      | 1,88      | 2,5               | 0,16       | Пятнистая (зеленоцветно-красноцветная разных оттенков)           |
|                     | IV <sup>6</sup>   | Глина алевролитистая, алевролит мелкозернистый               | 2                   | 6,15        | 4,97      | 1,18      | 4,2               | 0,06       | Преимущественно красноцветная (с преобладанием красных оттенков) |

без учета специфики отдельных красноцветных формаций и приводили к разноречивым заключениям.

Наши материалы, характеризующие связь отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  с окраской пород, сведены в табл. 16 и 17. При составлении этих таблиц были использованы данные химических анализов форм железа, приведенные ранее в табл. 9—11, но в отличие от последних распределение изученных образцов внутри отдельных обстановок подчинено не фациям и гранулометрическому типу пород, а окраске и гранулометрическому типу. Фациальная (точнее — фациально-геохимическая) характеристика образцов дана в индексах групп, выделенных при анализе форм железа



Связь окраски пород с отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в слабоокисной обстановке нижней перми (%)

| Группа          | Порода                                      | Количество образцов | $Fe_{вал.}$ | $Fe^{3+}$ | $Fe^{2+}$ | $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ | $C_{орг.}$ | Окраска  |
|-----------------|---|---------------------|-------------|-----------|-----------|-------------------|------------|--|
| I <sup>б</sup>  | Песчаник тонкозернистый                     | 2                   | 2,00        | 0,35      | 1,63      | 0,2               | Не опр.    | Буровато-серая                                   |
|                 | Алеврит крупнозернистый                     | 2                   | 1,96        | 0,73      | 1,23      | 0,6               | 0,8        | Зеленовато-серая                                 |
|                 | Алеврит среднезернистый                     | 1                   | 2,85        | 1,34      | 1,51      | 0,9               | Не опр.    | Буровато-серая                                   |
| II <sup>б</sup> | Глина алевритистая                          | 1                   | 6,30        | 3,67      | 2,67      | 1,4               | » »        | Бурая  |
|                 | То же                                       | 1                   | 6,66        | 4,25      | 2,41      | 1,8               | » »        | Сложно-бурая с преобладанием желто-зеленой гаммы |
|                 | » »   | 1                   | 6,45        | 4,19      | 2,26      | 1,9               | » »        | То же, с примазками светло-коричнево-красной     |
|                 | Среднее по группе II <sup>б</sup>           | 3                   | 6,47        | 4,02      | 2,45      | 1,6               | » »        |  |
| I <sup>а</sup>  | Песчаник тонкозернистый                     | 1                   | 1,83        | 1,23      | 0,60      | 2,0               | 0,16       | Кирпичная с малиновым оттенком                   |
| II <sup>в</sup> | Алеврит мелко-, среднезернистый             | 1                   | 4,46        | 3,54      | 0,92      | 3,8               | 0,14       | Красновато-бурая                                 |
| III             | Глина алевритистая                          | 1                   | 6,51        | 5,28      | 1,23      | 4,3               | 0,12       | Вишнево-красная                                  |
| III             | Глина алевритистая с железистыми бобовинами | 1                   | 7,59        | 6,67      | 0,92      | 7,1               | 0,05       | То же  |
| II <sup>в</sup> | Глина алевритистая                          | 1                   | 7,36        | 5,41      | 1,95      | 2,8               | 0,11       | Охристо-бурая                                    |
| II <sup>а</sup> | Алеврит мелкозернистый                      | 1                   | 3,83        | 1,22      | 2,61      | 0,5               | Не опр.    | Голубовато-серая                                 |
|                 | Глина алевритистая                          | 1                   | 4,40        | 0,90      | 3,50      | 0,3               | » »        |  |
|                 | То же                                       | 1                   | 4,66        | 1,45      | 3,21      | 0,5               | » »        |  |
|                 | Глина                                       | 1                   | 4,79        | 1,59      | 3,20      | 0,5               | 0,45       |  |

(см. табл. 9—11). Средние значения используются только для образцов, имеющих сходную окраску и весьма близкие или одинаковые величины отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ .

В гумидной обстановке сероцветные песчаные породы (в диапазоне от песчаника мелкозернистого — среднезернистого до алеврита крупнозернистого) имеют очень постоянное отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ; в среднем равное 0,6. Столь же постоянно это отношение и в глинистых породах, для которых оно равно в среднем 0,3.

В гумидной обстановке свиты  $C_2^6$  (Страхов и др., 1959), как мы видели выше, содержание  $Fe^{3+}$  ничтожно (на грани ошибки определения) и отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  соответственно снижено по меньшей мере в 10 раз. Постоянство отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в близких по гранулометрическому составу отложениях гумидной обстановки верхнего карбона, при относительно больших величинах этого отношения, позволяет думать, что окисное железо содержится здесь в силикатных минералах пород в количествах, значительно превышающих содержание его в аналогичных (в фациальном отношении) породах угленосной свиты среднего карбона.

С этим согласуется преобладание среди окисного железа трудно растворимой формы ( $\text{Fe}^{3+}_{\text{обл.}}$ ), практически отсутствующей в породах угленосного среднего карбона.

Судя по приуроченности повышенных величин  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  к песчаным породам, можно связывать предположительно окисное железо с слюдистыми минералами и, в частности, с хлоритом, заметно обогащающим песчаные породы (группы I). На окраске песчаных пород это сказывается в появлении местами на преобладающем сером фоне бледно-зеленоватого или буроватого оттенка, совершенно не характерного для пород свиты  $\text{C}_2^6$  Должанского и Боковского районов. На окраске глинистых пород повышенное отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  не сказывается ввиду большого содержания в них  $\text{C}_{\text{орг}}$ .

В гумидной-переходной обстановке сероцветные породы приобретают устойчивый зеленоватый или голубоватый оттенок, характерный как для песчаных, так и для глинистых пород. В тех и других отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  становится менее постоянным, изменяясь в пределах 0,2—0,6 для глинистых осадков и 0,6—1,2 для алеврито-песчаных. При этом среднее значение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  в глинистых осадках не изменяется, оставаясь равным 0,3, а в алеврито-песчаных осадках увеличивается (в среднем 0,8), достигая максимальных значений в баровых алевролитах крупнозернистых, представляющих наиболее прибрежные участки этой фации. В целом для сероцветных отложений данной обстановки сохраняется приуроченность наиболее высоких отношений  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  к песчаным породам, а насыщенность содержащихся в них силикатных — слюдистых минералов окисным железом возрастает, обнаруживая в то же время зависимость от фациального типа осадков.

С появлением в глинистых осадках бледных коричнево-красных пятен (по корням растений) отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  увеличивается до 0,9, а в коричнево-красных глинах застойных озер (группа III<sup>6</sup>) оно колеблется от 1,6 до 2,6 и в среднем равно 2,0. Подобная неустойчивость вполне объяснима весьма неравномерным распределением гидроокислов железа в породах этой фации, относительной подвижностью их и тенденцией перемещения в вышележащие почвенные горизонты. В красноцветных глинистых разностях этих последних, действительно, содержание окисного железа увеличивается и отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  возрастает в 2 раза; это сказывается на окраске пород в заметном преобладании красной гаммы тонов.

Вместе с тем в глинистых породах почв (группы IV<sup>a</sup> и IV<sup>6</sup>) отчетливо проявляется зависимость отношения  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  от соотношения красноцветных и зеленоцветных участков. Роль последних определяется интенсивностью процессов редукции, которые начинали развиваться в почвенных осадках по мере их обводнения при развитии трансгрессивной фазы нового цикла осадконакопления.

Таким образом, природа зеленовато-серых пятен и прослоев в красноцветных глинистых осадках почвенных горизонтов, по-видимому, отличается от зеленовато-серой окраски пород заливно-лагунно-озерных и баровых отложений. В последних она имеет, по нашему мнению, первичный характер, в осадках же почв зеленовато-серая окраска в значительной части является вторичной, образовавшейся позднее красной окраски, отвечавшей периодам максимального осушения реликтовых озер и временного причленения их к континенту. В характере окраски это сказывается в данных условиях в том, что редуцированные пятна среди красноцветных почвенных горизонтов отличаются более интенсивным синевато-зеленоватым оттенком, который мы называли при описании этого типа «бирюзовым». Весьма вероятно, что и минеральные соединения закисного железа, возникшие в результате редукции окисной формы и обусловившие своеобразный оттенок зеленой окраски в почвен-

ных горизонтах, отличны от первичных соединений в породах других фаций.

Как видно, в породах гумидной-переходной обстановки не наблюдается закономерной связи между  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  и  $C_{орг.}$ , что, может быть, также является характерным признаком вторичного происхождения красноцветности. Действительно, в данной обстановке обратная зависимость между отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  и  $C_{орг.}$  неизбежно затушевывается приуроченностью красноцветных осадков с повышенным отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  к прибрежно-континентальным осадкам, богатым  $C_{орг.}$

В слабоаридной обстановке среди пород, окрашенных в бурую гамму, наблюдается очень отчетливая зависимость  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  от гранулометрического типа пород (группы I и II). При этом отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  довольно устойчивы и, в отличие от гумидных обстановок верхнего карбона, закономерно растут от тонкозернистых песчаников к глинам. В этом, несомненно, опять-таки проявляется первичная природа красного пигмента, приносившегося вместе с терригенным материалом и в процессе механической сортировки и разноса оседавшего вместе с наиболее тонкоотмученными частицами.

Среди пород красной гаммы наблюдается столь же отчетливо выраженное увеличение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  по мере перехода от песчаных пород к глинистым, но абсолютные величины отношения здесь, разумеется, повышены. Весьма характерно, что максимальная величина отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 7,1$  почти в 2 раза превышает максимальное отношение, наблюдавшееся среди красноцветных пород гумидной-переходной обстановки. Оно несомненно обусловлено здесь вышеотмеченным стремлением железистых окислов к образованию диагенетических стяжений. При ослаблении интенсивности красной окраски и переходе ее в охристые тона отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  снижается; это видно из анализов образцов соответствующей окраски, близкого гранулометрического состава и одной и той же фациальной группы II<sup>в</sup> (снижение от 3,3 до 2,8).

Наряду с отмеченными особенностями весьма показательно, что в слабоаридной обстановке буроватый оттенок в песчано-алевритовых породах появляется при очень низких отношениях  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , начиная с 0,2. В отложениях же гумидной обстановки, даже при отношении 0,8—1,0, а в единичных случаях — 1,2, породы сохраняют устойчивый зеленовато- или голубовато-серый цвет. Это несомненно отражает необходимость высоко окислительных условий для образования окисного железа за счет железосодержащих силикатных минералов в гумидной-переходной обстановке; в слабоаридной обстановке достаточно было лишь обеспечить сохранность привнесенного окисного железа, предотвратить его редуцирование, что естественно могло осуществляться при более низких значениях Eh. До некоторой степени этому способствовали и несомненно более высокие в слабоаридной обстановке значения pH. Именно это различие в значениях Eh (характеризуемого отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ), необходимых для появления в породе бурой окраски, и введено в табл. 15 в качестве признака вторичной и первичной природы красноцветности.

Совершенно особое место в табл. 17 занимают сероцветные глинистые осадки открытых заливов группы II<sup>а</sup>, обладающие устойчивым бледно-голубоватым оттенком. Для них характерно довольно постоянное отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ; чаще всего равное 0,5, сближающее их как с голубовато-серыми алевритами (группы II<sup>б</sup>), так и с зеленоватыми глинами (группы IV<sup>б</sup>) гумидной-переходной обстановки. Думается, однако, что минералогическая природа окраски всех перечисленных отложений неодинакова. Зеленоватая окраска в почвенных горизонтах (группы IV) гумидной-переходной обстановки чаще всего имеет локальный характер, в качестве редуцента выступает растительный материал, приносившийся в медленно подтоплявшиеся мелководные и ограниченные в размерах

водоемы. Голубоватый оттенок в отложениях слабоаридной обстановки (группы II<sup>a</sup>) относится к исключительно выдержанным горизонтам крупных и относительно глубоководных морских заливов. Судя по их залеганию непосредственно на карбонатных горизонтах с фаунистическими остатками, можно думать, что в качестве редуцента здесь выступала главным образом животная органика. Силикатно-закисные новообразования в столь резко различных условиях вряд ли могли быть тождественными.

Что касается голубовато-серых алевролитов группы II<sup>b</sup> гумидной-переходной обстановки, значительно более сходных по окраске и фациальным условиям образования с рассматриваемыми осадками слабоаридной обстановки (группы II<sup>a</sup>), то они относятся нами к первично-серовоцветным осадкам, о чем было сказано выше. Исходя из этого, можно думать, что голубоватый оттенок этих пород также имеет отличную от других минералогическую природу. Однако, поскольку из гумидной-переходной обстановки анализировался всего один образец голубоватого алевролита лагунно-заливной фации,— положение это не является доказанным ни химически, ни тем более минералогически. С представлением о вторичном характере голубовато-серых пород заливных отложений (группы II<sup>a</sup>) слабоаридной обстановки хорошо согласуется и повышенное содержание в них  $S_{орг}$ .

В целом, приходим к выводу, что между отношением окисного железа к закисному и окраской пород существует тесная связь, но характер этой связи может существенно меняться в зависимости от природы пигментирующего железа. Последняя в свою очередь несомненно контролируется наряду с тектоническими и физико-географическими условиями, также и климатом, влияние которого в нашем случае выступает очень отчетливо. Абсолютные величины отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , отвечающие той или иной окраске, зависят еще дополнительно от ряда факторов, из которых в наших материалах наиболее ясно влияние гранулометрического и фациального состава пород, интенсивности процессов редукции (связанных с количеством органического материала), а также диагенетических перераспределений окисного железа и его способности к агломерации, обезвоживанию и раскристаллизации.

### Связь окраски с условиями образования пород

Говоря о генетическом значении окраски, можно иметь в виду ее роль как генетического признака пород, позволяющего, наряду с комплексом других генетических признаков: структуры, слоистости, органических остатков и т. п., расшифровывать особенности древних ландшафтов и палеогеографии и ее значение как показателя определенных климатических условий. Ограниченность наших материалов наряду с неудовлетворительным состоянием изученности этого вопроса в целом позволяет нам лишь суммировать те связи, которые мы наблюдали в конкретных условиях изученного нами разреза.

В гумидной-переходной обстановке появление красноцветности теснейшим образом связано с наиболее мелководными прибрежно-континентальными отложениями озерного типа и, если верны наши соображения о вторичном происхождении красноцветности,— ни с какими другими фациями эта последняя принципиально не может здесь ассоциироваться. Красноцветные отложения в данной обстановке представляют по существу горизонты ископаемых почвенных профилей. Преобладание коричневых тонов обусловлено здесь, во-первых, примесью коллоидального органического материала; во-вторых, окраска самих гидроокислов железа, полученных в результате разложения и окисления железосодержащих силикатных минералов и пирита, имеет коричневый оттенок.

Зеленовато-серые участки представляют, выражаясь языком почвоведов, результат процессов оглеения в кислой среде, развивающихся при последующих более или менее локальных понижениях Eh.

Охарактеризованная выше (глава IV) последовательность чередования пород в отдельных циклах осадконакопления и в разрезах верхнего карбона в целом показывает, что первично-голубая окраска является здесь переходной от серой к зеленовато-серой и тесно с ней связанной красноцветной. Переход этот в отдельных случаях наблюдался в пределах отдельных циклов, залегающих на границе гумидной и гумидной с признаками засушливости обстановок верхнего карбона. В фациальном отношении голубоватые алеврито-глинистые осадки представляют отложения центральных частей лагунно-заливных водоемов; основные отличия их от сероцветных пород той же фации гумидной обстановки (резкое сокращение растительных остатков, исчезновение фауны) несомненно обусловлены главным образом, если не исключительно, климатическими, а не палеогеографическими изменениями. Устойчивый первично-зеленоватый оттенок можно трактовать как дальнейшее усиление засушливости. Однако, судя по приуроченности зеленоватых пород к барам и прибрежным зонам лагунно-заливных водоемов, можно думать, что это усиление засушливости является просто следствием приближения к континенту, где признаки слабой аридизации климата выражены отчетливее. Первично-зеленоватая окраска, следовательно, является скорее всего показателем фациального состава. Возникновение ее среди голубоватых пород всегда сопровождается появлением других признаков, свидетельствующих о сокращении водоема, изоляции его, обмелении и в общем случае — тяготении к континенту.

Большинство исследователей, занимавшихся красноцветными отложениями, обычно подчеркивают связь голубовато-зеленоватой окраски с процессами редукции окисного железа и перехода его в закисную форму. Часть железа при этом выносится растворами, другая же часть двухвалентного железа «...вступает во взаимодействие с соединениями алюминия и кремния. В результате образуются вторичные глинистые минералы — алюмоферросиликаты, имеющие зеленоватый или голубоватый цвет» (Перельман, 1961б, стр. 80).

Подчеркивая подобный вторичный характер голубовато-зеленоватой окраски, авторы обычно очень мало или совсем не уделяют внимания природе первичного ее происхождения. В этом отношении очень интересна работа Келлера (Keller, 1953).

Согласно его представлениям, нельзя связывать зеленоватую окраску редуцированных участков красноцветных отложений с новообразованием железистых алюмосиликатов, так как восстановленное железо выносится в растворах. Зеленый пигмент присутствовал в отложениях и до процесса редукции. Вероятно он был широко распространен, но маскировался гораздо более интенсивным красным пигментом — гидроокислами железа; с удалением последнего зеленая окраска проявилась. Зеленым пигментом в осадках неконтинентального происхождения очень часто является иллит. Присутствие нонтронита придает зеленой окраске более яркий и желтоватый оттенок. Возможно, замечает Келлер, что содержание железа в иллите должно достигать известного предела, чтобы появился зеленый оттенок, но этот предел пока не известен.

Весьма характерно, что по данным валового химического анализа существенно иллитовой глинистой фракции из зеленых образцов алевролитов и глин различных красноцветных формаций, приводимым в работе Келлера, содержание  $Fe_2O_3$  в 9—10 раз превышает содержание FeO (при значениях FeO 0,29—0,5%). В коллоидной фракции образца чисто иллитовой глины отношение  $Fe_2O_3/FeO$  падает до 2,7, это сказывается на окраске, в которой преобладает серый цвет с бледно-зеленова-

тым оттенком. Трехвалентное железо является, таким образом, резко преобладающим в решетке иллита, обладающего пигментирующими свойствами. При этом на интенсивность зеленой окраски сильное влияние оказывает примесь тонкорассеянной обугленной растительности, небольшое количество которой может оказаться достаточным, чтобы подавить зеленый пигмент и придать породе серую окраску (подобно тому, как небольшая примесь свободных гидроокислов железа придает окраске бурый или красноватый оттенок). Келлер высказывает предположение, что возникновение и интенсивность зеленой окраски, может быть, в сильной степени зависит также от положения Fe в решетке и от характера связей с солями кремнекислородных тетраэдров.

Келлер ссылается далее на работы из области коллоидной химии, согласно которым голубоватая окраска пород обуславливается частичным окислением двухвалентного железа. Это частичное окисление не сопровождается появлением свободных гидроокислов железа, а является следствием электронного потока между катионами  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , результирующегося в колебаниях валентности железа. При более интенсивном окислении возникает зеленоватая окраска, к которой стремятся все водные закисно-окисные соединения железа. Интересно также замечание, что искусственно приготовленные силикатные соединения с закисным железом бесцветны или голубоваты; при слабом окислении голубоватая окраска переходит в зеленоватую, а затем в желтую.

Приведенные данные и соображения Келлера очень хорошо согласуются с нашими материалами и выводами о «первичной» природе голубоватой и зеленоватой окраски пород верхнего карбона (исключая почвенные горизонты). Термин «первичная» в данном случае означает лишь независимость зеленого пигмента от процессов редукции, что не исключает диагенетического происхождения зеленой окраски.

В свете всего сказанного можно полагать, что закономерное изменение окраски в последовательности: серая — голубовато-серая — зеленоватая — красноцветная, которое наблюдается в верхнем карбоне при переходе от гумидной обстановки к гумидной-засушливой, является непосредственным следствием усиливающихся процессов окисления; при этом до известных пределов процесс окисления трехвалентного железа происходит без существенных нарушений внутренней структуры железосодержащих минералов (иллита и хлорита); с превышением этого предела, который в наших условиях определяется отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  0,9—1,2 (в зависимости от фациального состава пород), усиление окислительных свойств среды вызывало резкие качественные изменения железосодержащих минералов, сопровождавшиеся появлением свободных гидроокислов железа и красноцветной окраски.

Зеленоватая окраска в этой последовательности отвечает «предкрасноцветной» стадии, на которой породы как бы подготавливаются к продуцированию свободных гидроокислов железа и осуществляют это при незначительных изменениях физико-химических параметров среды. В этом свете становится понятным, почему зеленовато-серые породы гумидной-переходной обстановки верхнего карбона легко окисляются (при хранении керна буровых скважин на открытом воздухе), покрываясь с поверхности ржаво-бурыми пятнами. Подобное явление совершенно не характерно для сероцветных пород типичной гумидной обстановки угленосных свит среднего карбона.

Ссылки на подобное изменение окраски встречаются и в литературе. Так в работе Даниелса и др. (Daniels a. oth., 1961) содержится указание, что зеленовато-серые осадки, обнажающиеся в каньонах, прорытых потоками, после осушения меняли окраску на оливково- или темно-серо-коричневую, в то время как свежие осадки других цветов после осушения окраски не меняли.

Представления Келлера не исключают, по нашему мнению, возможности новообразования зеленой окраски в связи с процессом редукции и неполного выноса восстановленного железа; они лишь вскрывают другой механизм образования зеленой окраски, роль которого при образовании красноцветных формаций часто недооценивалась.

Так, например, в цитированной выше работе А. И. Перельмана (1961б) для характеристики процессов оглеения (т. е. редукции двухвалентного железа с полным или частичным выносом его в растворах и образованием зеленоватой, голубоватой или пятнистой окраски) приводится серия химических анализов.

Первая относится к мезозойским (сеноманским) пестроцветным отложениям Узбекистана. Валовый химический анализ пары образцов алевролитов малиновой и зеленой окраски показывает содержание  $Fe_2O_3$  соответственно 3,57 и 1,72%;  $FeO$  в обоих образцах отсутствует. Это весьма убедительный пример редукции окисного железа с полным выносом его в растворах; однако при этом нет никаких оснований связывать зеленую окраску с новообразованиями железистых силикатов.

Другой пример относится к алевролитам меловой красноцветной формаций Средней Азии. Приведены три разновозрастные группы красных (или малиновых) и зеленых алевролитов. В двух парах с переходом от красного алевролита к зеленому наблюдается резкое падение  $Fe_2O_3$  и появление либо незначительное увеличение  $FeO$ , что не противоречит возможности новообразования зеленых железистых силикатов за счет неполного выноса редуцированного железа.

Третья группа представлена тремя образцами алевролитов красного, зеленого и сизого цвета. При переходе от красного к зеленому содержание  $Fe_2O_3$  растет с 2,51 до 3,10%, а в сизом — до 3,39%; содержание  $FeO$ , наоборот, падает, выражаясь соответственно величинами 1,30; 0,50; 0,35%. В этом случае, очевидно, не только нет оснований связывать зеленую и сизую окраску с новообразованиями железистых силикатов, но весьма сомнителен и самый процесс редукции, так как характер перераспределения окисного и закисного железа говорит, наоборот, о процессах окисления.

В условиях верхнего карбона новообразование зеленого железо-силикатного пигмента можно допускать лишь для обесцвеченных участков почвенных горизонтов, появление которых мы связываем с процессом редукции, сопровождавшимся частичным выносом восстановленного железа. Возможно, что наложением новообразованного пигмента объясняется своеобразная более яркая синева-зеленая окраска, преобладающая на редуцированных участках почвенных горизонтов.

В слабоаридной обстановке процессы редукции первично красных осадков с выносом восстановленного железа проявились весьма широко в верхней части картамышской свиты. В отличие от гумидной-переходной обстановки зеленоватая окраска пород не имеет здесь самостоятельного значения, не является характерной для мощных слоев, сложных породами того или иного фациального типа и вообще очень ограниченно развита; это мелкие пятна и линзочки на преобладающем красноцветном фоне, причем они явно приурочиваются к прибрежно-озерным отложениям и к континентальным осадкам с признаками почвообразования.

По мере перехода от алеврито-глинистых осадков этих фаций к аналогичным по гранулометрическому составу отложениям более открытых водоемов редукция усиливается и красноцветная окраска ослабевает, однако присутствие даже небольших количеств свободных, легко растворимых гидроокислов железа, вероятно, маскирует зеленоватый пигмент, придавая окраске бурые оттенки. Полная редукция гидроокислов железа, характерная для наиболее открытых заливов, осуществлялась при столь низких значениях отношения  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , при которых в данных

условиях зеленая окраска уже не могла иметь места. Вместо нее широкое развитие получила бледно-голубая окраска (бледно-голубой оттенок светло-серого цвета пород), сочетающаяся здесь с относительно повышенным содержанием пиритного железа и  $S_{орг}$ . Как уже было сказано выше, природа этой голубой окраски должна быть отличной от происхождения первично-голубоватой, участками зеленоватой окраски лагунно-заливных водоемов гумидной-переходной обстановки, доказательство чего требует, однако, специальных и весьма тонких исследований.

Сложнобурые тона окраски, отвечающие частичной редукции гидроокислов железа, в значительной мере обусловлены новообразованием лептохлоритов (и своеобразным оттенком связанных с ними гидроокислов железа). Образование лептохлоритов при редукции гидроокислов с неполным выносом восстановленного железа отмечено, в частности, в работе А. И. Перельмана (1961б). Присутствие лептохлоритов в песчаных породах баров и прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов свидетельствуют о том, что буровато-серая их окраска также является следствием процесса незавершенной редукции, косвенным подтверждением чего является пониженное содержание в них валового железа, по сравнению с аналогичными в структурно-фациальном отношении породами гумидной-переходной обстановки.

Разнообразие красноцветных оттенков в породах слабоаридной обстановки можно связывать, с одной стороны, с отчетливо выраженным сгущением гидроокислов железа в глинистом материале, и с другой, — с тенденцией их к агломерации, обезвоживанию и перекристаллизации; последняя обуславливает появление гаммы вишневых, вплоть до бледно-фиолетовых тонов, характерных для озерных и почвенных фаций. В почвах некоторая часть гидроокислов железа является, по-видимому, постседиментационным образованием, связанным с разложением железосодержащих силикатов, и имеет соответственно коричневатый оттенок окраски.

В целом окраска пород слабоаридной обстановки контролировалась двумя основными факторами: первичным распределением гидроокислов железа в процессе седиментогенеза и интенсивностью процессов постседиментационной редукции их. Влияние первого фактора, естественно, предопределило связь окраски с гранулометрическим и фациальным типом осадков. Влияние процессов редукции в этом отношении могло быть различным. Если процессы редукции протекали в диагенезе и были обусловлены органическим материалом, содержавшимся в осадках, естественно ожидать, что интенсивность редукции, а следовательно, и характер окраски будут в еще большей степени связаны с фациальным типом осадков. Если же редукция осуществлялась в эпигенезе, за счет водоносных горизонтов, обогащенных органическим материалом, то связь окраски с фациями будет нарушена.

А. И. Перельман (1961б) указывает, что в красноцветных формациях, лишенных видимых признаков органических веществ, источником восстановительной среды, необходимой для широкого развития процесса редукции, могли быть углеводородные газы, мигрировавшие из глубоко залегающих нефтяных и газовых залежей. В частности, он допускает возможность подобного источника и для пермских красноцветов Донбасса. Наши материалы по нижнепермским красноцветам не подтверждают этого предположения. Процессы редукции не только не нарушают связи окраски с фациями, по крайней мере в изученном нами районе, но, по-видимому, даже подчеркивают ее. При этом интенсивность редукции закономерно возрастает в направлении от континента к все более открытым водоемам, что указывает на значительную роль животной органики.



Наложение процесса редукции на первичное распределение гидроксидов железа обуславливает своеобразную окраску пород различных фаций, а дополнительное влияние более частных факторов (диагенетические стяжения гидроксидов с соответствующим изменением их строения, особенности редукции в карбонатных осадках и т. п.) придают своеобразный оттенок почти каждому литогенетическому типу, выделенному внутри отдельных фаций.

### **Некоторые соображения о характере климатических изменений в связи с специфическими особенностями пород почвенных профилей**

Общеизвестно, что климатический фактор оказывает сильное влияние на породы самых верхних горизонтов суши, изучаемых в почвоведении, а за последнее время и в геохимии ландшафтов. Климат и связанная с ним растительность обуславливает различный ход процессов выветривания и вторичных минеральных новообразований в породах почвенных профилей.

В нашей работе совершенно не рассматривались эти вопросы, требующие специальных исследований. К тому же имеющиеся данные относятся к современным почвам и ландшафтам, что еще более затрудняет возможности сопоставлений. Тем не менее приведенная выше характеристика почвенных горизонтов и подстилающих их пород показывает устойчивые различия в характере почвенных профилей во всех трех рассмотренных обстановках.

Исходя из самых общих представлений, можно полагать, что климат верхнего карбона был переменено-влажным, с прогрессивно нараставшими периодами засушливости. Коричнево-красная окраска пород почвенного профиля, при умеренном обогащении их гидроксидами железа и средней интенсивности выщелачивания оснований, по-видимому, приближает климатические условия верхнего карбона к переменено-влажным субтропикам (Перельман, 1961а).

Согласно П. Фагелеру (1935), охарактеризовавшему почвы субтропических и тропических стран, в переменено-влажном климате растительный покров разрежен, органическое вещество быстро разрушается под действием света и воздуха, поэтому образование гумуса происходит лишь в очень небольших размерах и не может оказывать существенного препятствия прохождению в почву воздуха. Это обуславливает окислительную обстановку образования постседиментационных гидроксидов железа за счет разложения железосодержащих силикатных минералов.

Интенсивность окисления зависит, кроме того, от водопроницаемости почвенных пород и рельефа местности. «Чем менее водопроницаем почвенный материал, тем меньше воды просачивается в нижние слои почвы и тем больше она остается на поверхности. С другой стороны... каждый, даже самый пологий склон благодаря быстрому стоку дождевой воды, которая выпадает главным образом в виде сильных ливней и не имеет времени просочиться в почву, попадает в почвенно-климатическом отношении в более аридные условия. Вследствие этого различие между почвами вершин и склонов и почвами низин... проявляется здесь значительно резче, чем в постоянно-влажных областях. В переменено-влажной области красные почвы возвышенных частей без перехода смыкаются с более или менее редуцированными, темными или черными почвами депрессий» (Фагелер, 1935, стр. 118).

Приведенная характеристика хорошо согласуется с наблюдающимся в верхнем карбоне разнообразием окраски почв, от серых или зеленовато-серых с довольно хорошо сохранившимися корневыми остатками до ярко-красноцветных, в которых обрывки раздробленной и сильно

минерализованной растительности различаются лишь под микроскопом. При этом отмеченная выше приуроченность наиболее ярко окрашенных почвенных горизонтов к подстилающим песчаным отложениям речных выносов хорошо иллюстрирует зависимость окислительно-восстановительного потенциала от водопроницаемости пород.

Характерно также, что серые, пестроцветные и красноцветные разновидности почв верхнего карбона не обнаруживают закономерного чередования в вертикальном разрезе; в каждом отдельном мелком цикле осадконакопления почвенный горизонт нацело «слагается какой-либо одной разновидностью, переходящей в другую разновидность на площади. Это свидетельствует о том, что рельеф местности также оказывал влияние на характер почвообразования. Красноцветные почвы на песчаных отложениях речных выносов развивались в ряде случаев, по-видимому, на относительно повышенных участках, по сравнению с зеленоватыми или серыми почвами на алевритовых осадках прибрежных участков регрессировавшего мелкого моря или залива.

Образование карбонатных конкреций в почвах верхнего карбона можно рассматривать как прямое доказательство засушливости. В типичных гумидных условиях болотных почв почвенные воды движутся главным образом сверху вниз, вплоть до горизонта грунтовых вод. Обилие гумусового материала и органических кислот обеспечивает кислую среду, в которой идет энергичный вынос из верхнего элювиального горизонта ( $A_2$ ) не только переведенных в растворы оснований, но и полуторных окислов, в том числе  $Fe_2O_3$ , а также органических веществ. Весь этот коллоидальный или тонко-суспензированный материал оседает в иллювиальном горизонте (B).

Оба эти горизонта прекрасно выражены в угленосном карбоне Донбасса. Элювиальный горизонт светлого, пепельно-серого цвета, с сильно нарушенной текстурой, рыхлый, с корневыми остатками залегаёт ниже темно-серой глинистой породы, переполненной стигмариями, которая известна под названием «кучерявчик» и является непосредственной почвой угольных пластов. Соответственно элювиальный горизонт получил в работах Донбасской экспедиции Геологического института АН СССР (Жемчужников и др., 1959) название «подпочвы». Залегающий ниже иллювиальный горизонт имеет более темную окраску и всегда содержит карбонатные конкреции, состав которых меняется в зависимости от фациальных условий от сидеритового до преимущественно кальцитового. Вследствие интенсивного процесса редукции трехвалентного железа в диагенезе свободные гидроокислы железа в ископаемых почвенных профилях угленосного среднего карбона отсутствуют, реже содержатся в незначительных количествах, местами окрашивая иллювиальный горизонт в бледно-буроватый оттенок.

В заслушивых условиях направление движения почвенных вод меняется: «...вследствие сильного испарения с поверхности, вода в почве движется в обратном направлении, т. е. снизу вверх.

...Вследствие обратного тока известные количества оснований и т. д. во время каждого периода засухи попадают из более глубоких в верхние почвенные слои; таким образом выветривание, и особенно впитывание, идет значительно медленнее, чем в постоянно-влажном климате» (Фагеллер, 1935, стр. 118). В результате устойчивого преобладания движения почвенных вод снизу вверх иллювиальный горизонт может оказаться расположенным над элювиальным.

Именно такую картину мы и наблюдаем в почвах переходной обстановки верхнего карбона. При этом характерно, что по мере перехода от ярко окрашенных красноцветных почв периодов засушливости или высоких участков рельефа к все более обесцвеченным почвам периодов избыточного увлажнения или пониженных участков рельефа количество доло-

митовых конкреций сокращается. В серых почвах, где преобладало движение почвенных вод сверху вниз, конкреции вообще отсутствуют.

В картамышской свите нижней перми особенности пород почвенного профиля в некоторой мере маскируются привносом и осаждением свободных гидроокислов железа. Исходя из несомненно нараставшей засушливости климата, резкого сокращения растительных остатков и интенсивной их минерализации, можно полагать, что процессы почвообразования задерживались здесь на стадии нейтрального или слабощелочного выветривания. Процессы выщелачивания в этих условиях идут крайне медленно, в соответствии с чем элювиальные и иллювиальные горизонты могут быть слабо или вовсе не выражены, что характерно для почвенных пород картамышской свиты. Полное отсутствие карбонатов в породах почвенного профиля этой свиты на первый взгляд противоречит щелочному типу почвообразования. В действительности же это является подтверждением того, что почвы картамышской свиты развивались на усыхающих континентальных озерах, периодически питавшихся пресными водами временных потоков. Почвенные горизонты картамышской свиты не несут признаков типичного аридного климата. По имеющимся у нас скудным данным они ближе всего к почвам семиаридных областей, граничащих с областями гумидными. Подобные почвы «...не имеют еще ясно выраженного профиля, так как образование иллювиальных горизонтов большей частью еще незаметно макроскопически, хотя и может быть установлено химическим путем» (Фагелер, 1935, стр. 126).

Напомним, что в верхней части свиты, предшествовавшей широкому развитию хемогенного осаждения сульфатов, а местами и галита (в вышележащей никитовской свите) почвенные горизонты выпадают из разреза в связи с нараставшей интенсивностью трансгрессий и преобладанием лагунно-заливных фаций. Это исключает выявление характерных изменений почвенных пород с приближением к типичным аридным условиям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал показывает, что переход от гумидных условий верхнего карбона к аридным условиям нижней перми происходил постепенно и сопровождался направленным изменением комплекса генетических признаков.

В терригенных породах появляется и прогрессивно усиливается пестроцветно-красноцветная окраска пород, исчезают фаунистические остатки, сокращается количество растительного материала, ухудшается его сохранность и нарастает степень минерализации, все менее отчетливо проявляется слоистость, увеличивается роль неслоистых пород. Ухудшается сортировка материала, в породах прибрежно-континентальных фаций появляются характерные вторичные пятнистые текстуры и сингенетичные обломки алеврита-глинистых пород. В составе рассеянных карбонатов нарастает роль  $MgCO_3$  и убывает роль  $FeCO_3$ . Образование карбонатных пород также характеризуется усилением процесса доломитообразования и, кроме того, подавлением биогенного осаждения хемогенным.

Все эти изменения выступают наиболее отчетливо при сравнении пород одноименных фаций, что позволило выделить в пределах изученного разреза три климатические обстановки: гумидную, гумидную с признаками засушливости и слабоаридную. Первые две обстановки чередуются в разрезе верхнего карбона, причем снизу вверх постепенно нарастает роль засушливой обстановки и прогрессивно увеличивается ее полифациальность за счет включения все более удаленных от континента фаций; одновременно сокращается фациальный диапазон гумидной обстановки за счет выпадения континентальных, а затем и относительно прибрежных, озерно-лагунных фаций. В верхах араукаритовой свиты гумидный облик сохраняют главным образом лишь отложения фации заливов. Слабоаридная обстановка характеризует условия образования картамышской свиты нижней перми.

Помимо климата специфические особенности пород отдельных обстановок и их фациальный состав обуславливались также сопутствующими изменениями общего плана палеогеографии, ландшафта и тектонического режима. В ходе этих изменений отчетливо выделяются два этапа. Первый включает изученный разрез верхнего карбона и нижнюю часть картамышской свиты, до макроцикла 3 включительно. Он характеризуется регрессивным развитием осадконакопления, сочетавшимся с постепенной аридизацией климата. Постепенное ослабление мобильности прогиба обусловило сужение фациального диапазона осадков за счет выпадения речных и морских фаций; это привело к уравниванию осадконакопления с однообразным характером пород и фаций.

Относительное усиление интенсивности дифференциальных поднятий в области сноса привело к появлению в конце этапа более близких источников питания и развитию пролювиальных фаций сухих равнин.

Второй этап включает верхнюю часть картамышской свиты. Он характеризуется постепенным усилением мобильности прогиба за счет главным образом нисходящих движений бассейна накопления. Это обусловило трансгрессивный характер осадконакопления с прогрессивно усиливавшейся ролью фаций открытого залива и мелкого моря и исключением из размыва близких областей сноса.

Нараставшая аридизация климата, сочетавшаяся здесь с трансгрессивным развитием осадконакопления, способствовала хемогенной садке, получившей широкое развитие в вышележащей никитовской свите.

Изменение характера тектонического режима находит отражение и в соответствующих изменениях циклического строения отложений верхнего карбона и нижней перми. На первом этапе — регрессивного развития в верхнекарбовое время — цикличность имеет неустойчивый характер с тенденцией к периодическим резким уменьшениям амплитуд частных колебаний; в нижнепермское время та же тенденция проявляется в крайне неотчетливом характере мелких циклов первого — второго порядков. С переходом ко второму этапу — трансгрессивного развития — цикличность вновь становится отчетливой, с устойчивым и закономерным соотношением мощностей циклов разных порядков, которые определяются, однако, другими величинами (сравнительно с угленосным карбоном); в частности, резко уменьшаются мощности мелких циклов.

Особенности климата, палеоландшафта и тектонического режима, выявляющиеся в соответствующих признаках пород, позволяют наметить в пределах изученного разреза три комплекса, условно именуемые формациями. Первые две выделяются в пределах регрессивного этапа осадконакопления; к ним относятся переходная формация верхнего карбона и красноцветная формация нижней перми. Третья формация относится к трансгрессивному этапу развития, она включает верхнюю часть картамышской свиты и нижнюю часть никитовской свиты.

Переходные отложения верхнего карбона представляют наиболее гумидную разновидность красноцветной группы формаций. Постседиментационное образование красного железистого пигмента в породах ископаемых почвенных профилей и доседиментационное происхождение голубоватых и зеленоватых тонов окраски, по-видимому, являются характерными особенностями подобных отложений, образовавшихся в условиях очень постепенной аридизации жаркого влажного климата угленосных формаций. Среди других признаков, характеризующих этот тип красноцветных формаций, показательны низкая карбонатность красноцветных пород и приуроченность к ним довольно большого количества растительного материала.

Красноцветная формация нижней перми отвечает уже более продвинутой и устойчивой, хотя все еще относительно слабой аридизации климата. Преобладающая масса пигментирующего железистого материала имеет доседиментационное «первичное» происхождение, что обуславливает специфику его форм и характера распределения в породах, а также своеобразие окраски пород. Низкая карбонатность, с преимущественным развитием доломита в цементе пород, резко отличает эти отложения наряду с другими признаками от типично аридных красноцветных формаций, в частности, от верхнепермской дроновской свиты Западного Донбасса.

В обеих формациях пестроцветно-красноцветные окраски тесно связаны с фациальными типами пород, но характер этих связей различен, что в значительной мере определяется различной природой пигментирующего материала. Голубоватая и зеленоватая окраски пород верхнего карбона обусловлены слюдисто-глинистыми минералами, пигментирующие свойства которых связаны, по-видимому, с повышенным содержанием в их решетке трехвалентного железа; интенсивность окраски

усиливается с увеличением относительного содержания окисного железа в направлении к более грубозернистым и прибрежным осадкам. Коричневый оттенок красноцветных пород связан с постседиментационным образованием гидроокислов железа за счет разложения силикатных минералов и окисления пирита, а также за счет соединений гидроокислов железа с гелифицированным растительным материалом; интенсивность коричневого тона здесь тесно связана с содержанием сильно разложенной растительности.

Более чистые красные тона красноцветных пород нижнепермской формации обусловлены поступлением пигментирующего материала из области сноса в коллоидной форме, а также отсутствием железо-органических соединений вследствие резко усилившейся минерализации растительного материала. Характерные вишневые, до бледно-фиолетового, оттенки пород почвенных профилей обусловлены повышенной в этих фациях тенденцией железистых окислов к образованию стяжений, вплоть до частичной раскristаллизации их. Буроватые тона песчано-алевритовых пород обусловлены железистыми оболочками на зернах. В сходных по цветовой гамме бурых или красных породах различного гранулометрического состава повышение интенсивности окраски и отношения окисного железа к закисному направлено, в отличие от условий верхнего карбона, в сторону более тонких осадков. Зеленоватые тона имеют постседиментационный характер и связаны с железосодержащими силикатными минералами, образовавшимися в диагенезе в связи с процессами редукции. В частности, желтовато-зеленоватые тона окраски обусловлены новообразованием лептохлоритов. Широко развитая в верхах картамышской свиты (начало третьей формации) голубовато-серая окраска также имеет постседиментационное происхождение.

Окраска пород, таким образом, выступает в качестве важного генетического признака, приобретающего особое значение в условиях слабой аридизации, в которых макроскопически выраженные генетические признаки пород, характерные для типично-гумидных угленосных формаций, уже исчезают, а признаки, характерные для терригенных формаций высоких ступеней аридизации (повышенная карбонатность, сульфато- и хлоридопроявление и т. п.) еще не появляются.

При скудности или полном отсутствии в красноцветных отложениях органических остатков окраска пород может быть с успехом использована наряду с другими литогенетическими признаками для сопоставления отдельных разрезов.

Для реконструкции климатических условий по косвенным литолого-фациальным и геохимическим особенностям пород необходимо, по нашему мнению, провести детальное изучение пород ископаемых почвенных профилей. К этому выводу приводят существенные различия в характере почвенных профилей различных отделов Донецкого карбона и картамышской свиты нижней перми, выявляющиеся даже при общем литологическом изучении их совместно с другими породами.

Специальное изучение ископаемых почвенных профилей, вероятно, даст новый материал и для понимания генетического значения окраски пород как показателя климата.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. Г., Левенштейн М. Л. К вопросу о стратиграфии пермских отложений Донецкого бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Под ред. В. С. Яблокова. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бровков Г. Н. Об условиях накопления красноцветной толщи нижнего девона Приднестровья.— Докл. АН СССР, 1954, **94**, № 1.
- Гейслер А. Н. О вторичных изменениях терригенных осадков (на примере угленосных отложений Донбасса).— В кн.: Литологический сборник № 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Долуда М. Е. О литологическом составе пород на границе карбона и перми в Донецком бассейне.— В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1961.
- Долуда М. Е., Литвин С. В. О вторичных сульфатах в отложениях карбона Шебелинской и сопредельных структур.— Докл. АН СССР, 1961, **139**, № 3.
- Долуда М. Е., Литвин С. В., Погребняк В. А. К литологии и стратиграфии верхнего карбона области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине.— Докл. АН СССР, 1962, **145**, № 6.
- Долуда М. Е., Литвин С. В., Погребняк В. А. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений верхнего карбона Шебелинско-Спиваковского газоносного района.— В кн.: Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР. М., «Недра», 1964.
- Жемчужников Ю. А. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1—2.— Труды ГИН АН СССР, 1959—1960, вып. 15.
- Зарицкая О. В. Сульфатно-карбонатные проявления в араукаритовой свите Шебелинской и сопредельных структур.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961.
- Зарицкая О. В. Литология, фации и коллекторские свойства картамышской свиты Восточно-Украинского газонефтеносного бассейна. (Автореф. канд. дисс.). Львов, 1963.
- Зеккель Я. Д. Пермские красноцветные толщи как показатели климата.— Сов. геол., 1947, сб. 18.
- Иванов Г. А. О циклическом строении угленосных отложений Воркутского месторождения.— Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия (№ 2).
- Карпова Г. В. Фации и палеогеография араукаритовой свиты Донецкого бассейна.— Зап. Харьков. ун-та, 1957, **93**, зап. геол. ф-та, 14.
- Киреева Г. Д. О возрасте свиты медистых песчаников Донбасса и о встречающихся в ней фораминиферах.— Труды Всесоюзн. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1958, вып. 9.
- Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 4.

- Кучеренко М. Т. О природе пестроцветных горизонтов каменноугольной толщи южного крыла Днепровско-Донецкой впадины.— Науч. зап. Днепропетр. ун-та, 1956, 53.
- Левенштейн М. Л. К вопросу о структуре юго-западной окраины Донецкого бассейна. (Анализ изменения мощности каменноугольных отложений).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, Изд-во Харьков. ун-та, 1961.
- Левенштейн М. Л. Анализ мощностей каменноугольных отложений.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963а.
- Левенштейн М. Л. Характеристика разрезов свит каменноугольных отложений.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963б.
- Либрович В. Л. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра.— Матер. Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, вып. 44.
- Македонов А. В. Литология и генезис продуктивной толщи Печорского угольного бассейна.— В кн.: 25 лет геологического изучения Печорского угольного бассейна. Сыктывкар, 1958.
- Нестеренко Л. П. Стратиграфия верхнекаменноугольных отложений юго-восточной части Бахмутской котловины Донбасса.— Труды Донецк. индустр. ин-та, 1954, вып. 1.
- Нестеренко Л. П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 5.
- Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Нестеренко Л. П. Пермские отложения.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Новик Е. О. Климат каменноугольного периода.— Геол. журн. АН УССР, 1948, 9 вып. 1—2.
- Новик Е. О. Каменноугольная флора Европейской части СССР.— В кн.: Палеонтология СССР, нов. серия, вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Перельман А. И. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации.— Докл. АН СССР, 1954, 94, № 2.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961а.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. (Зона гипергенеза). М., Изд-во «Высшая школа», 1961б.
- Попов В. М. О ритмичности в осадконакоплении меденосных красноцветных свит.— Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, 2, вып. 1.
- Попов В. С. Тектоника.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 11.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ.— Вестн. ЛГУ, 1948, № 7.
- Рябых О. Ф. Красноцветная медистая и соленосная осадочные формации Донецкого верхнего палеозоя.— В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, Изд-во Харьков. ун-та, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 23.



- Ф а г е л е р П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. (Перев. с нем.). М., Сов. секция Междунар. ассоц. почвоведов, 1935.
- Ф е о ф и л о в а А. П. Фашиально-климатические особенности верхнепермских пород Славянского района Донбасса.— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ф е о ф и л о в а А. П., Л е в е н ш т е й н М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 73.
- Ф л о р е н с к и й В. П., К н я з е в В. С. Материалы по литологии красноцветных пород бавлинской свиты некоторых районов юго-восточной Татарии и западной Башкирии и новые данные об условиях их образования.— Труды Моск. нефт. ин-та, 1953, вып. 12.
- Ч а л ы ш е в В. И. Цвета пород лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры и климаты пермского и триасового периодов этого района.— Изв. Коми фил. Всесоюз. геогр. об-ва, 1959, вып. 5.
- Ч е р н ы ш е в Н. И., И г н а т ь е в Н. А. Опыт петрографического исследования пермской пестроцветной толщи восточной части Прикамья.— Уч. зап. Пермск. ун-та, 1955, 9, № 1.
- Ш т е р е н б е р г Л. Е. К диагностике карбонатов методом окрашивания.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- A l e x a n d e r L. T., H e n d r i c k s S. D., N e l s o n R. A. Mineral present in soil colloids. 2. Estimation in some representative soils.— Soil Sci., 1939, 48, N 5.
- B h u i y a n S. I. a. oth. Soils of the Khiyar Tract, East Pakistan.— Soil. Sci., 1961, 91, N 6.
- C l a r k J. Field interpretation of red beds.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, 73, N 4.
- D a l e T. N. The slate belt of Eastern New York and Western Vermont.— U. S. Geol. Surv., Ann. Rept., 1899, N 19, pt. 3.
- D a n i e l s R. B., S i m o n s o n G. H., H a n d y R. Z. Ferrous iron content and color of sediments.— Soil Sci., 1961, 91, N 6.
- D o r s e y G. E. The origin of the color of red beds.— J. Geol., 1926, 34, N 2.
- G r i m R. E. The depositional environment of red and green shales.— J. Sediment. Petrol., 1951, 21, N 4.
- H a g e r D. S. Factors affecting the color of sedimentary rocks.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1928, 12, N 9.
- H e w e t t D. F. Geology and oil and coal resources of the Oregon Basin, Meeteetse, and Grass Greek Basin quadrangles, Wyoming.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1926, N 145.
- H o o k s W. C., I n g r a m R. L. The clay minerals and the iron oxide minerals of the Triassic «red beds» of the Durham Basin, North Carolina.— Amer. J. Sci., 1955, 253, N 1.
- H u b e r N. K., G a r r e l s R. M. Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation.— Econ. Geol., 1953, 48, N 5.
- K e l l e r W. D. Experimental work on red-bed bleaching.— Amer. J. Sci., Ser. 5, 1929, 18, N 1.
- K e l l e r W. D. Illite and montmorillonite in green sedimentary rocks.— J. Sediment. Petrol., 1953, 23, N 1.
- K r u m b e i n W. C., G a r r e l s R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials.— J. Geol., 1952, 60, N 1.
- К р у н и н е P. D. The origin of red beds.— Trans. N. Y. Acad. Sci., Ser. 2, 1949, 11, N 3.
- L a n g e n h e i n R. L. Magnetite in red beds and associated rocks.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1955, 39, N 7.
- М а с С а р т х и G. R. Iron-stained sands and clays.— J. Geol., 1926, 34, N 4.
- M a s o n B. Mineralogical aspects of the system FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MnO—Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1943, 65, h. 2, N 433.
- M e l l o r J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. Vol. 13, Fe (pt. 2). London, 1934.
- M i c h o t P. Sedimentation rythmique dans le Siegenien inférieur de la région de Huy.— Ann. Soc. géol. Belg., 1953, 76, N 8/10.

- Miller D. N., Folk R. L. Occurrence of detrital magnetite and ilmenite in red sediments: new approach to significance of red beds.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1955, **39**, N 3.
- Palache Ch. B. H., Frondes C. The system of mineralogy. Vol. 1. 7th ed., N. Y., 1944.
- Place M. J. Factors affecting soil color.—Proc. Oklahoma Acad. Sci., 1943, **23**.
- Place M. J. Factors affecting soil color.—Proc. Oklahoma Acad. Sci., 1946, **26**.
- Raymond P. E. The pigment in black and red sediments.—Amer. J. Sci., 1942, **240**, N 9.
- Robb G. L. Red bed coloration.—J. Sediment. Petrol., 1949, **19**, N 3.
- Sherman G. D., Kanehiro Y., Matsusaka Y. The role of dehydration in the development of laterite.—Pacific Sci., 1953, **7**, N 4.
- Swineford A. Petrography of Upper Permian rocks in South-Central Kansas.—Kansas St. Geol. Surv. Bull., 1955, N 111.
- Taylor W. Z. The red color of the wind river sedimentation. Unpublished thesis filed in the Princeton University Department of Geology Library, 1932.
- Tomlinson G. W. The origin of red beds.—J. Geol., 1916, **24**.
- Van Houten F. B. Origin of red-banded early-Cainozoic deposits in Rocky Mountain region.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1948, **32**, N 11.
- Weeks L. G. Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in shales.—J. Sediment. Petrol., 1953, **23**, N 3.
- Weiser H. B. Inorganic colloid chemistry. Vol. 11. The hydrous oxides and hydroxides. N. Y., 1935.
- Welo L. A., Bandisch O. Relationships among oxide hydrates and oxides of iron and some of their properties.—Chem. Rev., 1934, **15**, N 1.

ТАБЛИЦЫ I—XII  
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### Таблица I

Сероцветные глинистые и песчаные осадки озер гумидной обстановки. Верхний карбон

1. Глина с тончайшей горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой растительным материалом; на поверхности раскола виден характерный «муаровый» рисунок. Нат. вел.

2. Микрослоистая текстура, подчеркиваемая тончайшими волокнами полностью разложенного растительного материала. Шлиф из того же образца. Увел. 70.

3. Глина алевритистая. На поверхности раскола видны мелкоперетертые обрывки листовей флоры и включения ноздреватого алевролита (более светлые), выполняющего хода илоядных организмов (в поперечном сечении). Нат. вел.

4. Песчаник тонкозернистый с отчетливой тонкой мелкой косоволнистой слоистостью, подчеркиваемой большим количеством растительного детрита. Прибрежная зона озера. Нат. вел.

### Таблица II

Пестроцветные осадки заливов, лагун и реликтовых озер гумидной обстановки с признаками засушливости. Верхний карбон

1. Алевролит крупнозернистый голубовато-зеленовато-серый с мелкой асимметричной косоволнистой слоистостью, обусловленной примесью более тонкого материала и небольшим количеством растительного детрита. Фация лагун и заливов, прибрежный тип. Нат. вел.

2. Тот же образец, шлифовка. Нат. вел.

3. Алевролит мелкозернистый красновато-бурый с полуразрушенными растительными остатками. Виден осветленный (редуцированный) участок внутри растительного остатка. Фация реликтовых озер, разновидность, переходная к фации застойных озер. Увел. 15.

4. Тот же шлиф. Видны осветленные участки внутри и вокруг растительных остатков. Увел. 10.

5. Алевролит среднезернистый голубовато-серый с зеленовато-охристыми пятнами. Виден след крупного растительного остатка, замещенного минеральным веществом фиолетово-вишневой окраски. Фация реликтовых озер, разновидность, переходная к фации застойных озер. Нат. вел.

### Таблица III

Красноцветные алеврито-глинистые осадки заливов и лагун. Нижняя пермь

1. Глина алевритистая красноцветная лагуно-заливной фации. Характерна мелковолнистая поверхность раскола. Нат. вел.

2. Тот же слой. Видны округлые скульптурные отпечатки, по-видимому, по растительным остаткам. Нат. вел.

3. Глина алевритистая красноцветная лагуно-озерной фации. Видна линзовидно-слоистая текстура, подчеркиваемая гидроокислами железа. Увел. 10.

4. Тот же шлиф, деталь слоистой текстуры. Увел. 35.

5. Переослаивание алевролита мелкозернистого и глины с преобладанием красноцветных тонов. Фация прибрежной зоны волнений и течений лагуно-заливного побережья. На снимке выделяются линзовидные прослойки алевролита мелкозернистого бирюзово-серого, доломитизированного, массивного (более светлые) среди тонкорассланцованной красноцветной глины. Нат. вел.

6. Алевролит мелкозернистый красноцветный с тонкой линзовидной слоистостью за счет глинистого материала. Фация прибрежной зоны волнений и течений лагуно-заливного побережья. Прибрежно-лагунный тип. На поверхности глинистого слоя видны трещины усыхания, выполненные более светлым материалом. Нат. вел.

## Таблица IV

Характер сортировки сероцветных песчаных осадков фации баров. Верхний карбон

1. Песчаник среднезернистый, серый, довольно хорошо сортированный. Видны единичные крупные выделения пирита, выполняющие поры (черные). Трансгрессивный тип, средняя часть слоя. Гумидная обстановка. Увел. 15.
2. Песчаник тонкозернистый, серый, довольно хорошо сортированный. Регрессивный тип, связанный с озерными отложениями. Гумидная обстановка. Увел. 35.
3. Песчаник мелкозернистый зеленовато-серый, довольно плохо сортированный. Трансгрессивный тип. Гумидная обстановка с признаками засушливости. Увел. 35.
4. Песчаник тонкозернистый зеленовато-серый с примесью мелко- и среднезернистого (двух-вершинная сортировка). Регрессивный тип, связанный с озерными отложениями. Гумидная обстановка с признаками засушливости. Увел. 20.

## Таблица V

Характер сортировки пестроцветных песчано-алевроитовых осадков фаций баров и прибрежной зоны лагунно-заливных водоемов. Нижняя пермь

1. Алевролит среднезернистый бирюзово-серый, довольно хорошо сортированный. Прибрежно-заливный тип. Увел. 45.
2. Алевролит крупнозернистый красноцветный средне- или довольно плохо сортированный. Прибрежно-лагунный тип, связанный с барами. Увел. 45.
3. Песчаник тонкозернистый красновато-бурый довольно плохо сортированный. Фация баров равновидность с повышенным содержанием полевых шпатов (обр. 100/54). Увел. 35.
4. Песчаник тонкозернистый с примесью мелко- и среднезернистого, плохо сортированный, с включениями лептохлоритов (крупное черное пятно внизу снимка). Шлиф из обломка гравелитобрекчия типа подводных выносов временных потоков. Увел. 45.

## Таблица VI

Пестроцветные глинисто-алевроитовые осадки застойных озер и зарастающих озер с признаками почвообразования. Верхний карбон

1. Алевролит крупнозернистый зеленовато-серый неслоистый. Видны неправильной формы включения тонкопесчаного материала и рассеянный растительный детрит. Тип застойного водоема. Гумидная обстановка. Нат. вел.
2. Алевролит мелко-, среднезернистый, сильноглинистый, зеленовато-серый с редкими пятнами буровато-вишневого цвета. Видны обильные конкреции неправильной формы. Ископаемая почва. Гумидная обстановка с признаками засушливости. Пришлифовка. Нат. вел.
3. Тот же образец, вид с торца. Нат. вел.
4. Глина алевролитистая зеленовато-серая, испещрена следами тонких корешков, частично замещенных гидроокислами железа. Ископаемая почва. Гумидная обстановка с признаками засушливости. Пришлифовка. Нат. вел.
5. Шлиф из того же образца. Видны реликты обугленной растительной ткани и осветленные (редуцированные) полоски внутри корешков. Увел. 5.
6. Глина с примесью несортированного песчано-алевроитового материала. Окраска зеленовато-серая с пятнами красновато-коричневого цвета. Ископаемая почва. Гумидная обстановка с признаками засушливости. Пришлифовка. Нат. вел.

## Таблица VII

Красноцветные алевроито-глинистые осадки зарастающих озер гумидной обстановки с признаками засушливости. Верхний карбон

1. Глина красноцветная с обильными растительными остатками, с характерными мелкими скульптурными отпечатками и пестро окрашенными прожилками. Вид с торца. Нат. вел.
2. Шлиф из того же слоя. Видны полуразрушенные растительные остатки. Увел. 5.
3. Тот же шлиф. Видно постседиментационное дробление растительного остатка. Увел. 70.
4. Шлиф из того же слоя. Пятнистые скопления алевроитовых зерен среди глинистой массы. Увел. 80.
5. Алевролит красноцветный сильноглинистый типа ископаемой почвы. Видна плохая сортировка и неравномерное распределение алевроитовой примеси с кучкообразными скоплениями вокруг наиболее крупных зерен, а также карбонатная микроконкреция. Увел. 45.

## Таблица VIII

Красноцветные глинистые осадки застойных озер. Нижняя пермь

1. Глина красноцветная. На поверхности раскола видны светлые пятна и линзочки, развившиеся на месте полностью минерализованных растительных остатков. Нат. вел.

2. Глина красноцветная. На поверхности раскола видна трещина усыхания, выполненная осветленным материалом. Нат. вел.

3. Глина красноцветная с трубчатыми включениями алевроитового материала. Видно поперечное сечение такого включения, огибаемое сетью мелких трещинок, по которым развилась осветленная (редуцированная) зона. Увел. 30.

4. Глина алевролитовая, тяготеющая к алевролиту глинистому, красноцветная, плохо сортированная, комковатая. Нат. вел.

5. Глина алевролитовая красноцветная с обильными стяжениями окислов железа, напоминающими мелкие бобовины. Нат. вел.

6. Шлиф из той же глины со стяжениями окислов железа. Внутри стяжений присутствуют алевроитовые зерна. Увел. 10.

### Т а б л и ц а IX

Пестроцветные глинисто-алевритовые осадки пересыхающих озер с признаками почвообразования. Нижняя пермь

1. Глина алевролитовая, типа пестроцветно-жилковатой почвы. Видна вихреватая-взмученная текстура, подчеркиваемая алевроитовыми зернами и гидроокислами железа (черные). Увел. 10.

2. Сильноалевритовая глина того же типа, с вихреватой-взмученной текстурой. Хорошо видна вытянутая форма включений гидроокислов железа и осветленных (редуцированных) участков, а также вихреватое распределение алевроитовой примеси. Увел. 20.

3. Алевролитовая глина того же типа. Видна осветленная зона с реликтами гидроокислов железа в центральной части. Увел. 20.

### Т а б л и ц а X

Пестроцветные глинисто-алевритовые осадки пересыхающих озер с признаками почвообразования. Нижняя пермь

1. Алевролит среднезернистый, пестроцветный, плохо сортированный, комковатый, перемятый. Тип блекло-пятнистой почвы с брекчированной текстурой. Нат. вел.

2. Алевролит того же типа. Видны сингенетичные включения глины (темно-серые) и плохая сортировка алевроитовых зерен. Увел. 20.

3. Алевролитовая глина того же типа. Видны мелкие стяжения окислов железа, обезвоженные и раскристаллизованные до появления рудного блеска. Увел. 130.

### Т а б л и ц а XI

Схематические зарисовки деталей микростроения песчаных пород фаций баров и подводных русел (1—4 — песчаники араукаритовой свиты, 5—6 — включения песчаников в гравелито-брекчии картамышской свиты)

1. Переход доломитового цемента (б) в железистый карбонат типа анкерита (в) на контакте с гидратированной и обесцвеченной пластинкой биотита (а). Отчетливо видно, что пятна кальцита причудливой формы (г) имеют более позднее происхождение.

2. Соотношение слабжелезистого доломита (б) и кальцита (а) в цементе. Видна интенсивная коррозия терригенных зерен (в) на контакте с железистым доломитом

3. Соотношение доломита (а) и железистого карбоната типа анкерита (б) в цементе. Видно, что граница между ними имеет отдельные кристаллы. Коррозия обломочных зерен (в) приурочена к контакту их с доломитом.

4. Переход чистого кальцита (а) в железистый (б) в периферических участках порового пространства; в — терригенные зерна.

5. Глинисто-железистая оболочка (д) на терригенных зернах (а) обесцвечивается (г) на контактах с тонкозернистым (в) и мелкозернистым (б) карбонатным цементом.

6. Строение карбонатного оолита: а — обломок кислого эффузива; б — мелкозернистый доломит; в — лептохлорит (с примесью гидроокислов железа); г и е — крипто- и мелкозернистый доломит с примесью железистого карбоната; ж — гидроокислы железа в соединении с глинистым материалом; д — терригенные зерна.

### Т а б л и ц а XII

Схематические зарисовки деталей микростроения глинистых пород (1—3 — почвенные горизонты араукаритовой свиты, 4 — лагунно-озерные отложения картамышской свиты)

1. Соотношение карбонатной микроконкреции (а) с гидроокислами железа (б), приуроченными к приконтактной зоне мельчайших трещинок.

2. Примесь железистого карбоната (б) приурочена к мелким трещинкам в кристаллах доломита (а).

3. Соотношение ромбоздров доломита (а) с гидроокислами железа (б).

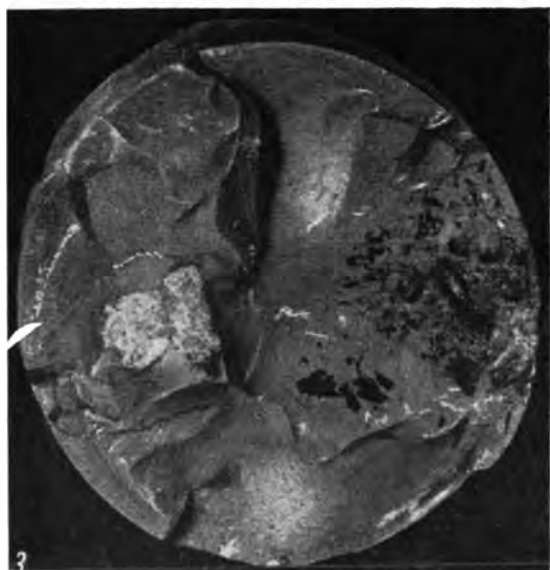
4. Вокруг скоплений алевроитовых зерен (а) среди глинисто-железистой массы (в) развивается осветленная (редуцированная) каемка (б). Гидроокислы железа вместе с чешуйками гидрослюда огибают скопление.



1



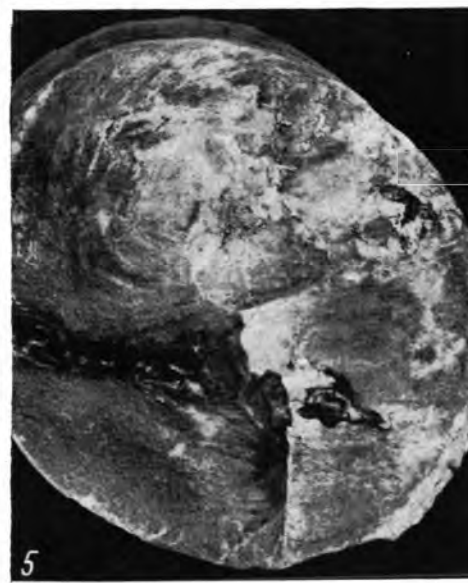
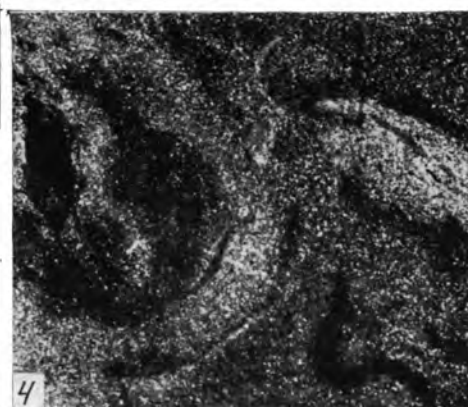
2



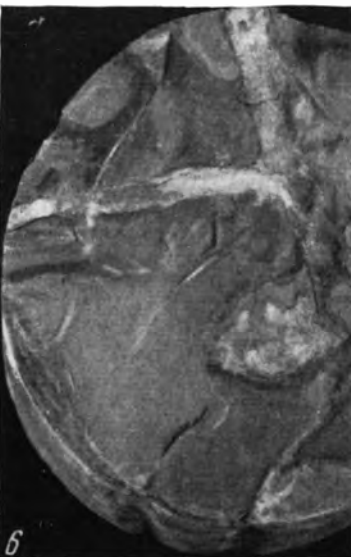
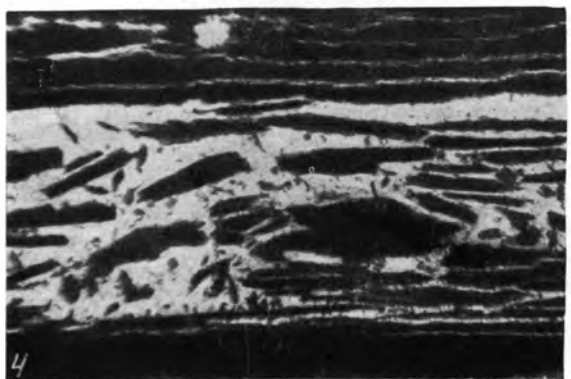
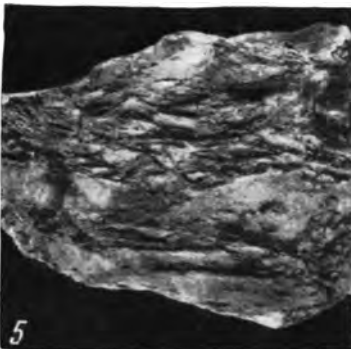
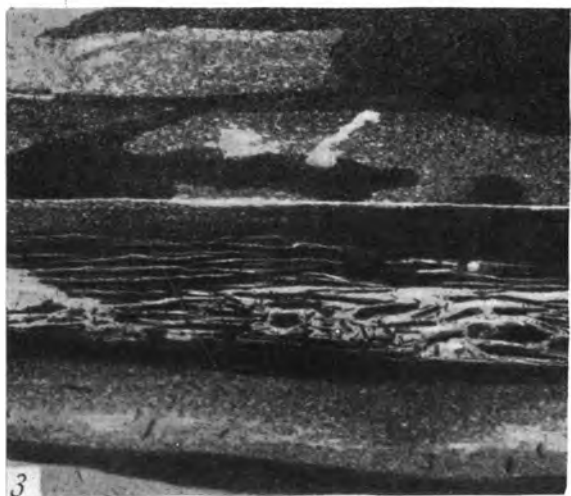
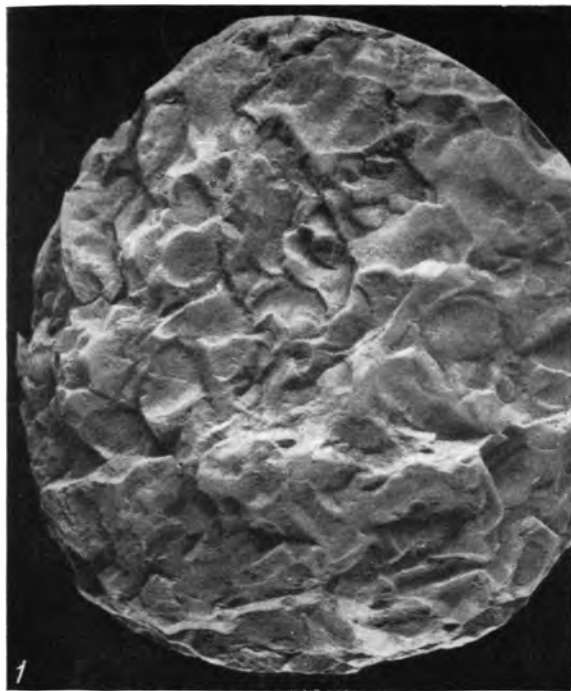
3

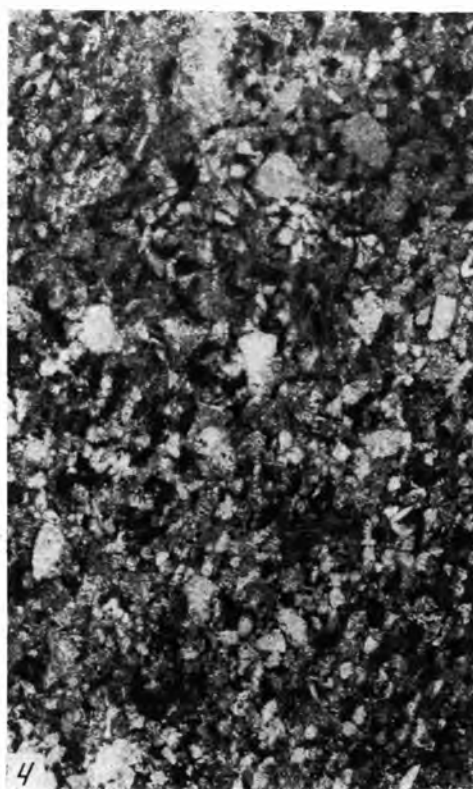
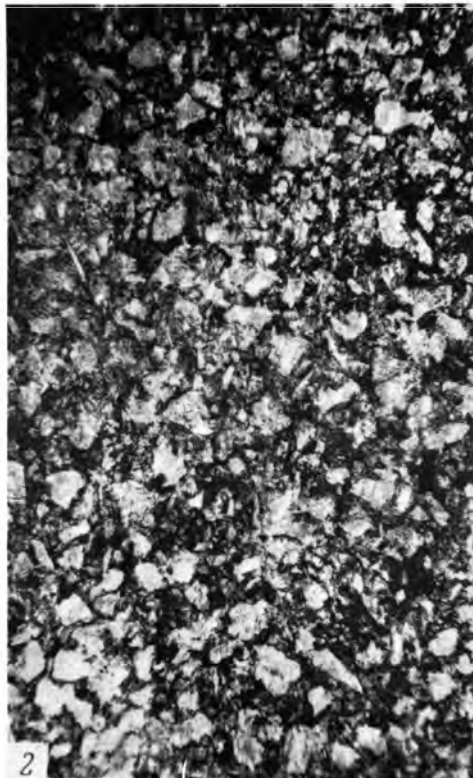


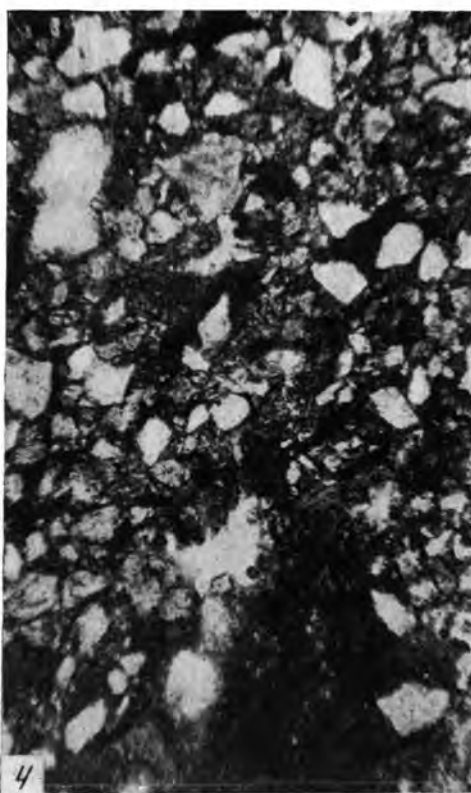
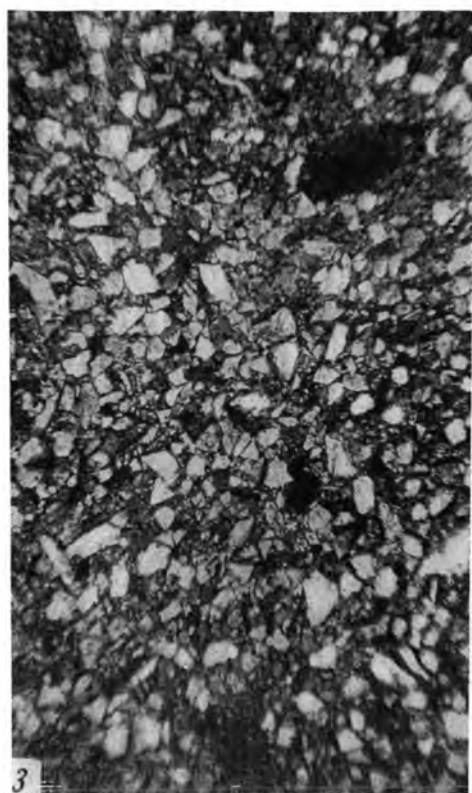
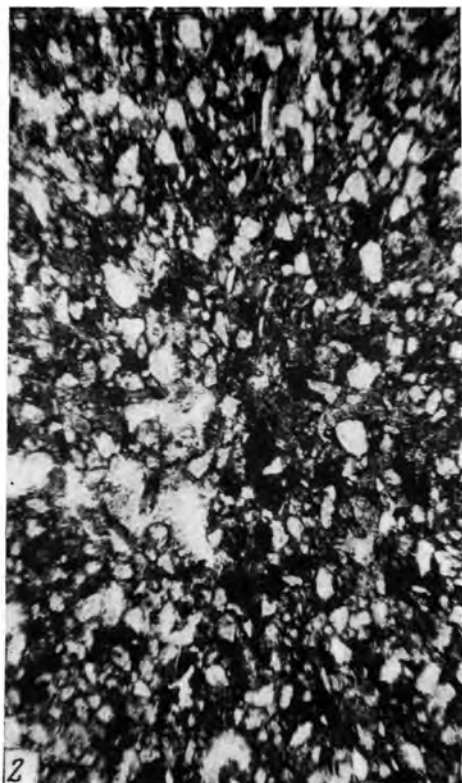
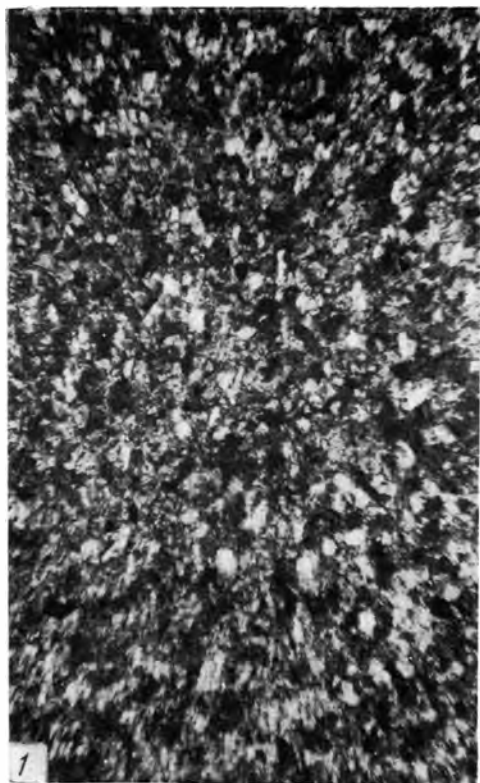
4

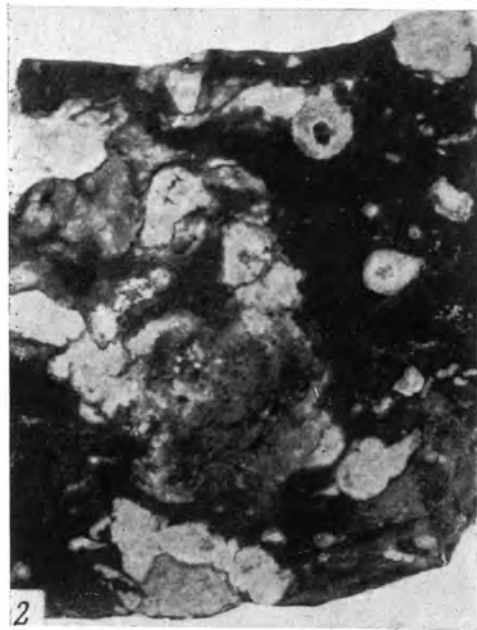
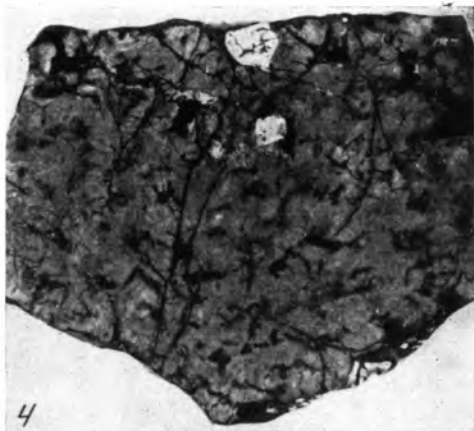




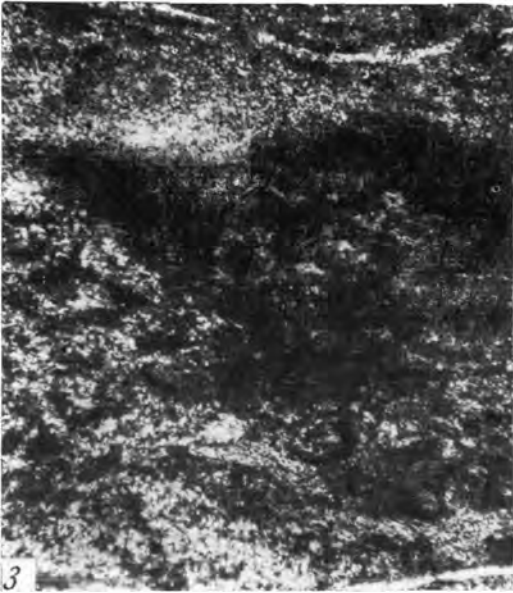
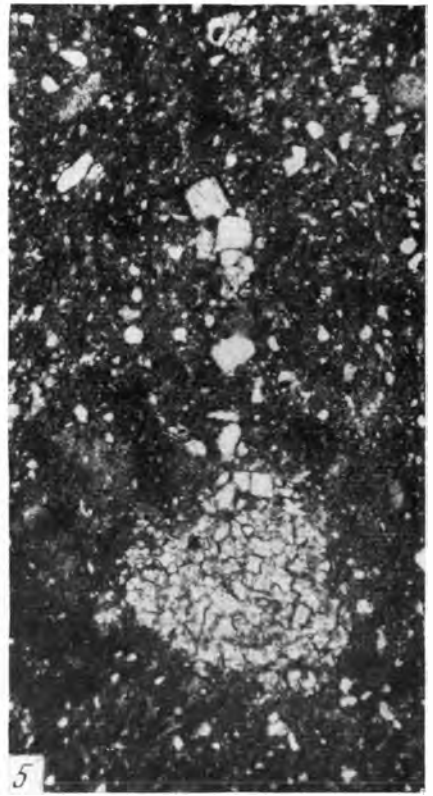
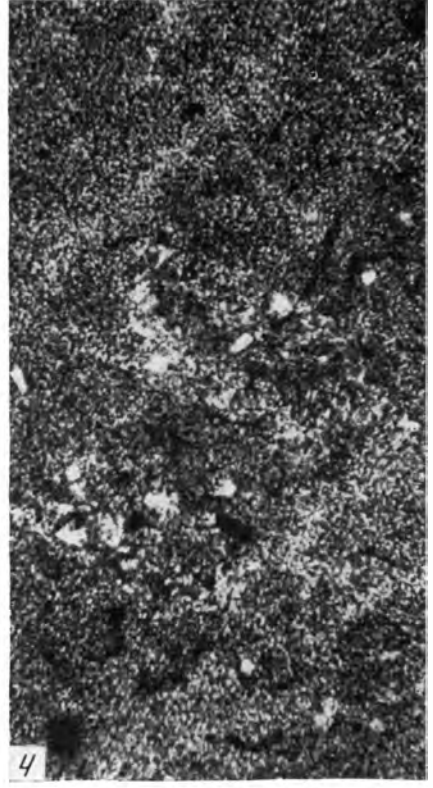


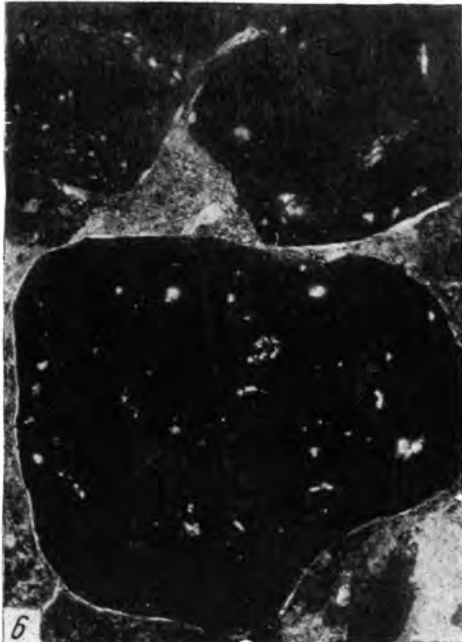
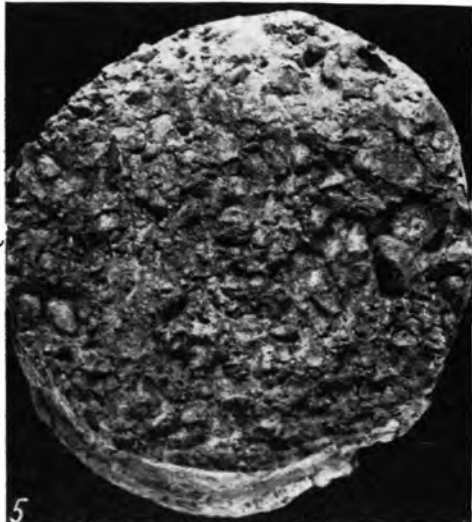
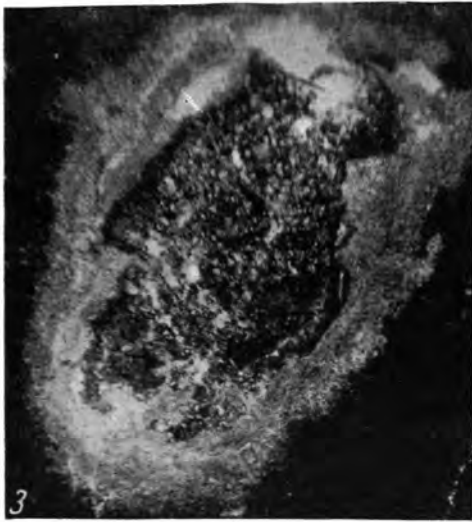


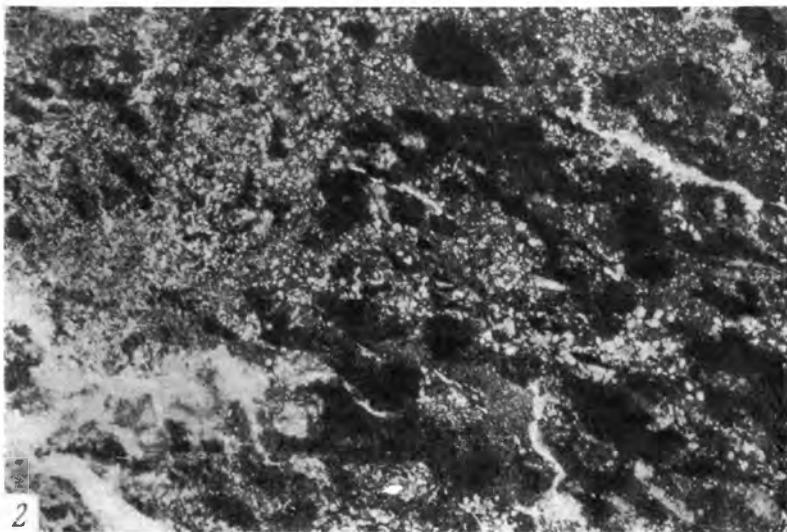






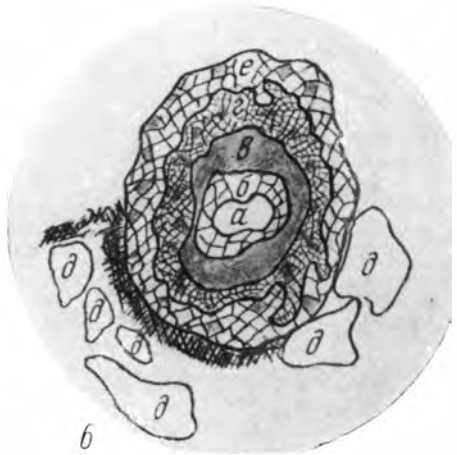
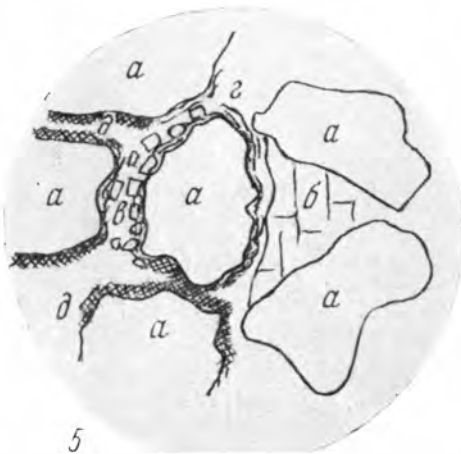
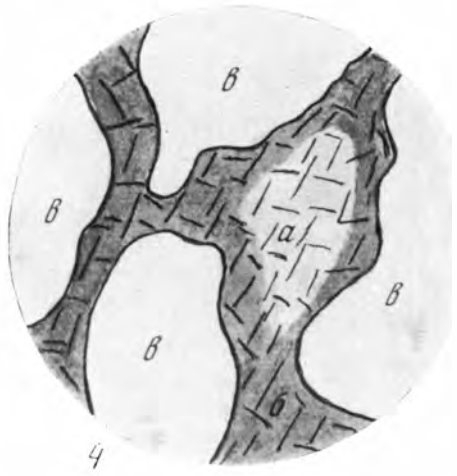
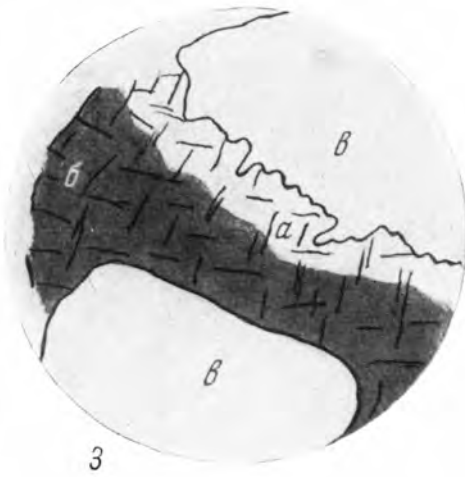
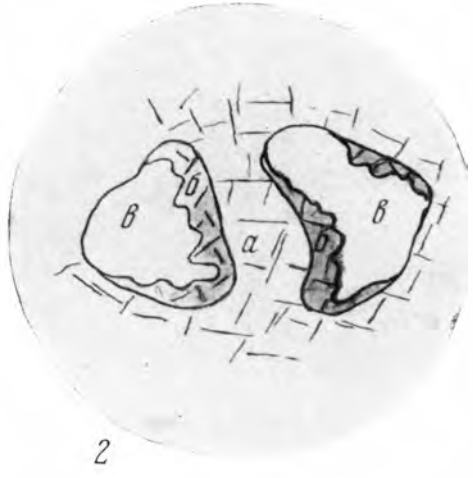
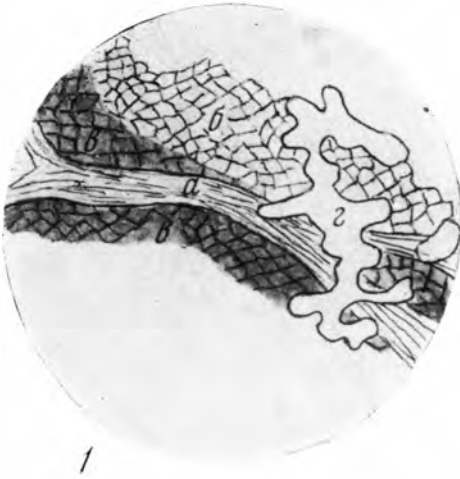


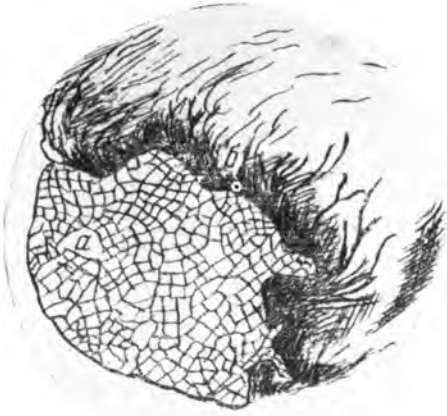








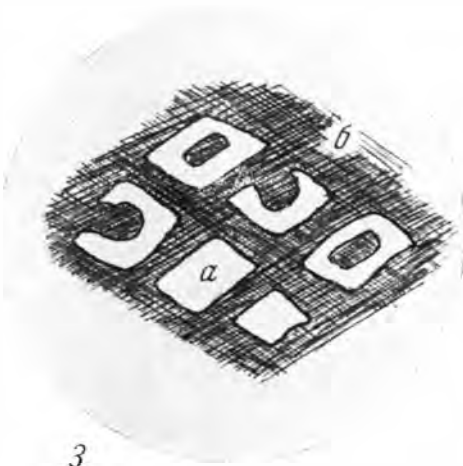




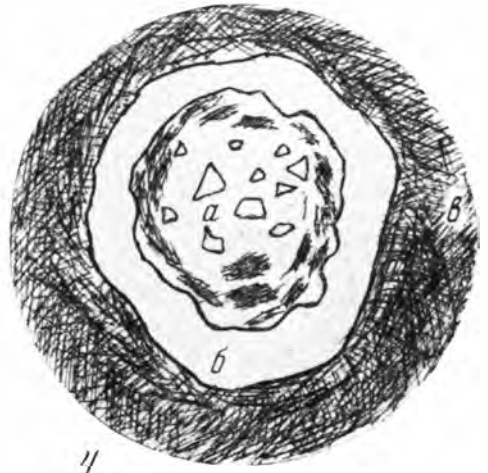
1



2



3



4

## О Г Л А В Л Е Н И Е

|  |    |
|--|----|
| Введение . . . . .   | 5  |
| Г л а в а I. Современное состояние изученности красноцветных отложений . . . . .   | 8  |
| Некоторые вопросы состава и строения красноцветных формаций, не вызывающие разногласий у современных исследователей . . . . .    | 9  |
| Литолого-петрографический состав . . . . .   | 9  |
| Происхождение серой окраски пород среди красноцветных отложений  | 11 |
| Природа пигментирующего материала в красноцветных осадках . . . . .  | 14 |
| Формы нахождения красного пигмента в осадках . . . . .   | 16 |
| Спорные вопросы происхождения красноцветных осадков и их пигмента . . . . .  | 17 |
| Роль дегидратации в происхождении красного железистого пигмента . . . . .  | 17 |
| Тектоно-климатические и фациальные условия образования красноцветных серий . . . . .   | 20 |
| Происхождение красного пигмента . . . . .  | 23 |
| Классификация красноцветных отложений . . . . .  | 26 |
| Г л а в а II. Генетические типы и фации терригенных пород . . . . .  | 31 |
| Морские фации . . . . .  | 37 |
| Фация алеврито-глинистых осадков мелкого моря нормальной солености   | 37 |
| Фация песчано-алевритовых осадков прибрежной части моря (периода регрессии) . . . . .  | 38 |
| Фация алевритовых осадков прибрежной части моря (начала трансгрессии) . . . . .  | 39 |
| Лагунно-заливные фации . . . . .   | 40 |
| Фация алеврито-глинистых осадков заливов в гумидной обстановке   | 40 |
| Фация глинисто-алевритовых осадков лагун в гумидной обстановке   | 41 |
| Фация алевритовых осадков реликтовых озер в гумидной обстановке . . . . .  | 42 |
| Фация песчано-алевритовых осадков прибрежной зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья в гумидной обстановке . . . . . | 43 |
| Фация голубовато-серых алевритовых осадков лагунно-заливных водоемов в гумидной обстановке с признаками засушливости . . . . .   | 44 |
| Фация зеленовато-серых алевритовых осадков реликтовых озер в гумидной обстановке с признаками засушливости . . . . .             | 45 |
| Фация пестроцветных алеврито-глинистых осадков лагунно-заливных водоемов в слабоаридной обстановке . . . . .                     | 46 |
| Фация красноцветных глинистых осадков лагунно-озерных водоемов в слабоаридной обстановке . . . . .                               | 48 |
| Фация пестроцветных алевритовых осадков зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья в слабоаридной обстановке . . . . .  | 49 |
| Фации баров и речных выносов . . . . .   | 52 |
| Фация песчаных осадков баров в гумидной обстановке . . . . .   | 52 |
| Фация песчаных осадков баров в гумидной обстановке с признаками засушливости . . . . .   | 55 |
| Фация пестроцветных алеврито-песчаных осадков баров в слабоаридной обстановке . . . . .  | 57 |
| Фация песчаных выносов рек (подводных русел) в гумидной обстановке   | 59 |
| Фация пестроцветных грубообломочных осадков речных выносов в слабоаридной обстановке . . . . .                                   | 62 |

|   |     |
|---|-----|
| Континентальные фации . . . . .   | 63  |
| Фация песчаных отложений речных русел в гумидной обстановке . . . . .   | 63  |
| Фация алевритовых осадков болотных озер в гумидной обстановке . . . . .   | 64  |
| Фация красноцветных алевритовых осадков застойных озер в гумидной обстановке с признаками засушливости . . . . .                              | 65  |
| Фация красноцветных глинистых осадков застойных озер в слабоаридной обстановке . . . . .  | 69  |
| Фация пестроцветных глинисто-алевритовых осадков зарастающих озер (ископаемых почв) в гумидной обстановке с признаками засушливости . . . . . | 70  |
| Фация пестроцветных глинисто-алевритовых осадков пересыхающих озер с признаками почвообразования в слабоаридной обстановке . . . . .          | 74  |
| Глава III. Генетические типы и фации карбонатных пород . . . . .  | 77  |
| Фация мелкого моря и открытых заливов в гумидной обстановке . . . . .   | 78  |
| Фация мелкого моря и открытых заливов в слабоаридной обстановке . . . . .   | 81  |
| Фация полузакрытых заливов и лагун в гумидной обстановке . . . . .  | 84  |
| Фация полузакрытых заливов и лагун в слабоаридной обстановке . . . . .  | 86  |
| Фация озер . . . . .  | 87  |
| Глава IV. Фациально-циклическое строение разреза и особенности его изменения во времени . . . . .   | 89  |
| Распределение литогенетических типов, фаций и обстановок в разрезе верхнего карбона . . . . .   | 89  |
| Использование особенностей фациально-циклического строения для корреляции верхнекарбонных отложений . . . . .                                 | 94  |
| Распределение литогенетических типов и фаций в разрезе картамышской свиты нижней перми . . . . .  | 96  |
| Особенности циклического строения верхнекарбонных и нижнепермских осадков . . . . .   | 100 |
| Некоторые соображения о направленности развития палеоландшафта . . . . .  | 103 |
| Глава V. Сравнительная характеристика пород одноименных фаций в различных климатических обстановках . . . . .                                 | 108 |
| Макроскопически заметные признаки . . . . .   | 108 |
| Особенности структуры и микротекстуры . . . . .   | 109 |
| Некоторые особенности петрографического состава терригенных пород . . . . .   | 111 |
| Формы нахождения растительного материала . . . . .  | 113 |
| Распределение и состав рассеянного карбоната . . . . .  | 117 |
| Карбонатные породы . . . . .  | 125 |
| Особенности распределения гидроокислов железа . . . . .   | 129 |
| Формы железа . . . . .  | 134 |
| Глава VI. Окраска терригенных пород и ее генетическое значение . . . . .  | 148 |
| Происхождение красного цвета в осадках верхнего карбона и нижней перми . . . . .  | 148 |
| Характер зависимости отношения $Fe^{+++}/Fe^{++}$ от окраски пород в различных климатических обстановках . . . . .                            | 149 |
| Связь окраски с условиями образования пород . . . . .   | 154 |
| Некоторые соображения о характере климатических изменений в связи с специфическими особенностями пород почвенных профилей . . . . .           | 159 |
| Заключение . . . . .  | 162 |
| Литература . . . . .  | 165 |
| Объяснения к таблицам . . . . .   | 169 |

## CONTENTS

|   |     |
|---|-----|
| Introduction . . . . .  | 5   |
| Chapter I. The present state of the study of red beds . . . . .   | 8   |
| Some problems concerning the composition and structure of red beds raising no disputes among modern scientists . . . . .          | 9   |
| Lithologo-petrographic composition . . . . .  | 9   |
| The origin of gray rocks in red beds . . . . .  | 11  |
| The nature of a pigmentizing material in red sediments . . . . .  | 14  |
| The forms of red pigment in sediments . . . . .   | 16  |
| Disputable questions on the origin of red beds and their pigment . . . . .  | 17  |
| The role of dehydration in the origin of red ferruginous pigment . . . . .  | 17  |
| Tectono-climatic and environment conditions for the formation of red series . . . . .   | 20  |
| Origin of the red pigment . . . . .   | 23  |
| Classification of red beds . . . . .  | 26  |
| Chapter II. Genetic types and environments of terrigenous rocks . . . . .   | 31  |
| Marine environments . . . . .   | 37  |
| Lagoon-bay environments . . . . .   | 40  |
| Environments of bars and river drifts . . . . .   | 52  |
| Continental environments . . . . .  | 63  |
| Chapter III. Genetic types and environments of carbonate rocks . . . . .  | 77  |
| Chapter IV. Environment-cyclic composition of the section and peculiarities of its changes in time . . . . .                      | 89  |
| Distribution of litho-genetic types, environments and media conditions in the Upper Carboniferous section . . . . .               | 89  |
| Use of the peculiarities of the environments-cyclic composition for the correlation of the Upper Carboniferous deposits . . . . . | 94  |
| Distribution of litho-genetic types and environments in the section of Lower Permian Kartamysh suite . . . . .                    | 96  |
| Some peculiarities in the cyclic composition of the Upper Carboniferous and Lower Permian deposits . . . . .                      | 100 |
| Certain views on a directed development of paleolandscapes . . . . .  | 103 |
| Chapter V. Comparative characteristics of the rocks of equal environments under various climatic conditions . . . . .             | 108 |
| Macroscopically observed features . . . . .   | 108 |
| Some peculiarities in structure and microtexture . . . . .  | 109 |
| Some peculiarities in the petrographic composition of terrigenous rocks . . . . .   | 111 |
| Forms of vegetable material occurrence . . . . .  | 113 |
| Distribution and composition of scattered carbonate . . . . .   | 117 |
| Carbonate rocks . . . . .   | 125 |
| Peculiarities of iron hydroxide distribution . . . . .  | 129 |
| Forms of iron . . . . .   | 134 |
| Chapter VI. Colour of terrigenous rocks and its genetic significance . . . . .  | 148 |
| The origin of red colour in Upper Carboniferous and Lower Permian sediments . . . . .   | 148 |
| Dependence character of $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ratio upon the rock colour and various climatic environments . . . . .                  | 149 |
| Relation between colour and rock environment . . . . .  | 154 |
| Some considerations on the character of climatic changes in connection with some rock peculiarities in soil profiles . . . . .    | 159 |
| Conclusion . . . . .  | 162 |
| Bibliography . . . . .  | 165 |
| Explanation of plates . . . . .   | 169 |

*Ариадна Павловна Феофилова*  
**Переход угленосных отложений  
карбона в соленосные отложения  
перми в Западном Донбассе**

Труды ГИН, вып. 140

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом  
Академии наук СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*  
Технический редактор *Г. Н. Шевченко*

Сдано в набор 19/I 1966 г.

Подписано к печати 26/IV 1966 г.

Формат 70 × 108<sup>1/16</sup>. Печ. л. 11+7 вклеек.

Усл. печ. л. 16,21 Уч.-изд. л. 16,2 Тираж 900 экз.

Изд. № 928/66. Тип. зак. 6048. Т-03681.

*Цена 1 р. 17 к.*

Издательство «Наука»  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

---

2-я типография издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 17 к.

