

Академия наук СССР

Обстановки осадконакопления и их эволюция



Издательство „Наука“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

Обстановки осадконакопления и их эволюция



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1984

Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.

Рассматриваются вопросы методики и методологии, типизации и выделения обстановок осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах от раннего докембрия до наших дней, минеральные индикаторы обстановок осадконакопления и общие закономерности их эволюции.

Редакционная коллегия

В.И. Бгатов, В.В. Еремеев, И.В. Николаева,
член-корр. АН СССР *П.П. Тимофеев, В.Н. Холодов*

Ответственный редактор

Ю.П. Казанский

ВВЕДЕНИЕ

В статьях сборника разносторонне обсуждается проблема типизации обстановок осадконакопления и пути выявления их эволюции в истории Земли. Приводятся новые данные об изменении обстановок карбоната-накопления, корообразования, карста, галогенеза, глауконито- и фосфатообразования, терригенного осадконакопления на протяжении больших отрезков времени геологической истории их развития.

Рассматриваются особенности литолого-фациального анализа мезозойских и кайнозойских отложений океана, на основании которого на территории современного океана удалось выявить типично океанические и неокееанские образования. Этапы аутигенного минералообразования установлены как по ассоциации минералов в осадочном чехле, так и по особенностям изменения базальтов.

С позиций системного анализа предлагается различать этапы и обстановки породообразования, литотипы и фации по определенным признакам. Обстоятельно охарактеризованы отдельные типы морских и континентальных обстановок, генетические типы отложений и фации, особенности типов литогенеза, принципы их классификации и характерные для некоторых из них обстановки седиментации. Прослежено отражение палеоклиматических условий в составе и строении осадочных отложений и приведены новые данные по климатическим индикаторам.

Рассмотрены закономерности терригенного осадконакопления на разных отрезках геологической истории, на основании чего сделаны выводы о специфике тектонического режима, климатических условий и характера процессов выветривания в древние геологические эпохи.

Ряд статей посвящен новым данным по индикаторным признакам аутигенных минералов и отдельных элементов, на основании которых получены новые характеристики параметров обстановок осадконакопления.

Разносторонность затронутых проблем и намечаемые новые пути их решения будут интересны специалистам, изучающим осадочные отложения.

*А. П. ЛИСИЦЫН***ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ**

Исследования последних лет показывают, что осадочный материал распределяется на дне водоемов крайне неравномерно. В пелагических областях океанов, занимающих большую часть поверхности Земли (55%), на глубинах более 3 км накапливается всего около 7–8% от стока осадочного вещества с суши [Лисицын, 1977б, 1978]. Сравнительно небольшие количества осадочного материала осаждаются, как показало бурение, и на шельфах, и в верхней части склона. Налицо дефицит осадочного материала на шельфе и в пелагиали, который количественно устанавливается при изучении взвеси, скоростей современной и четвертичной седиментации, абсолютных масс, мощностей осадочного ложа.

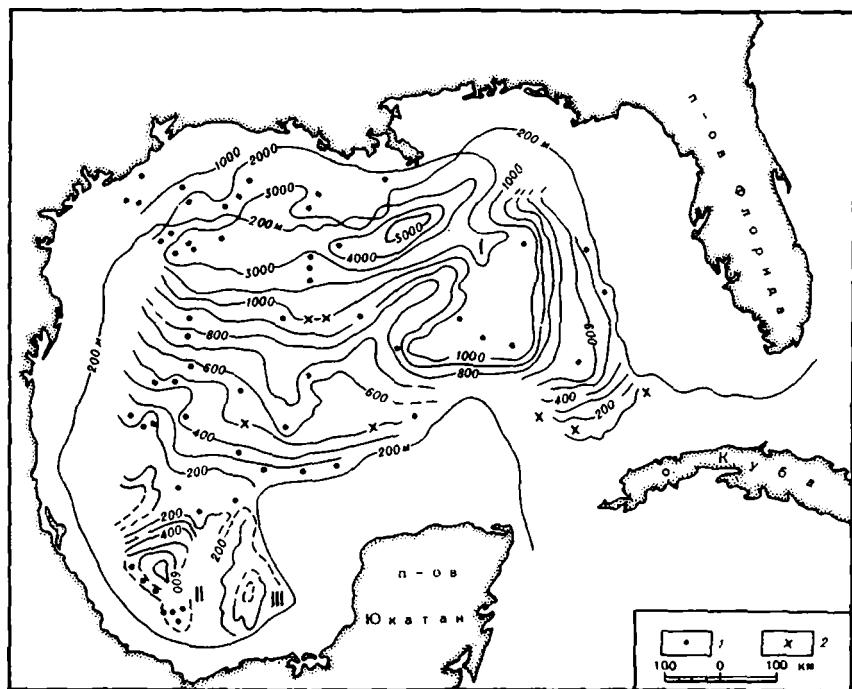
Вместе с тем выявляются области, как правило, ограниченной протяженности, с исключительно высокими скоростями осадконакопления. Примечательно, что именно на этих небольших по площади участках, складывающихся в глобальных масштабах в пояса, накапливается главная часть осадочного вещества планеты и сейчас, и в геологическом прошлом. Выявление этих областей и изучение их эволюции представляют большой интерес.

Вторым важным обстоятельством является то, что при постепенном увеличении скоростей седиментации свойства осадочных образований меняются, причем при осадкообразовании в областях максимальных скоростей они меняются скачкообразно.

Лавинная седиментация (процесс очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала на дне водоема, который приводит к возникновению новых свойств осадочного материала) обычно имеет важное тектоническое следствие — изостатическое прогибание коры под влиянием огромных нагрузок с возникновением линзообразных образований с депоцентром, отвечающим главной области осаждения вещества.

Особенно четко области лавинной седиментации выявляются для терригенного материала. Это прежде всего устья рек (дельты и эстуарии), а также области у основания материкового склона. Лавинная седиментация имеет место, но не сохраняется для истории в глубоководных желобах на границе континентальной и океанской частей плит. На суше это межгорные впадины, рифты. Биогенная лавинная седиментация имеет место в апвеллингах, а также на коралловых постройках. Для хемогенной наиболее показательными являются лавинные образования типа эвапоритов. Несмотря на генетическое различие, их объединяет то, что это седиментация со сверхвысокими скоростями, а это приводит к появлению особых свойств образований и к прогибанию земной коры; в конечном счете при длительном развитии процесса — к накоплению крупных осадочных тел.

Для лавинной седиментации типична разрывность в пространстве и во



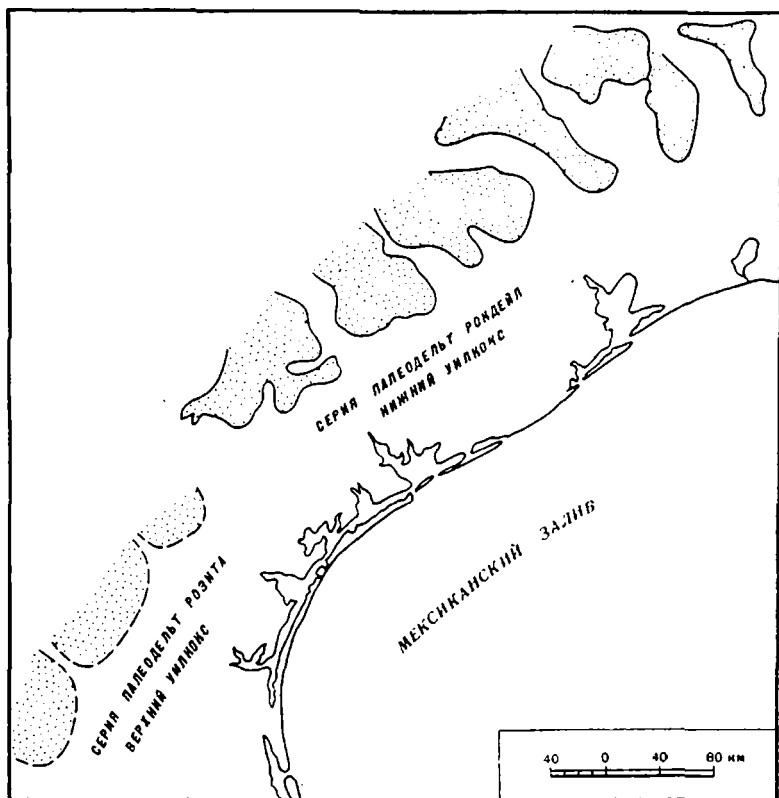
Р и с. 1. Современные области лавинной седиментации — осадочнопородные бассейны Мексиканского залива. Карта мощности отложений плейстоцена (в м) (по: [Stuart, Caughey, 1977]). Скорость звука принята 2300 м/с. На карте также проведена изобата 200 м, показывающая край шельфа

1 — точки определений мощности сейсмическими методами; 2 — точки станций глубоководного бурения. Осадочнопородные бассейны: I — Миссисипи, II — Веракрус, III — Кампече

времени. Разрывность в пространстве определяется тем, что максимальные скорости (и мощности) возникают только на локальных участках конечного водоема стока, где хотя бы некоторое время, поддерживаются высокие скорости седиментации (рис. 1—3). Эти участки разделяются местами с более распространенными высокими, средними и малыми скоростями накопления. Таким образом, под действием лавинной седиментации возникают осадочнопородные бассейны — "автономные саморазвивающиеся целостные системы, характеризующиеся взаимосвязью всех их элементов, прежде всего пород и насыщающих их вод и являющиеся родиной нефти и основной массы углеводородных газов" [Вассоевич и др., 1972, с. 24].

Для осадочнопородных бассейнов типична прежде всего их автономность — это отдельные бассейны в конечном водоеме стока с высокими скоростями седиментации, развивающиеся самостоятельно, обычно с очень слабой связью между собой и с конечным водоемом стока в целом. Таким образом, в конечном водоеме стока возникает обычно несколько локальных областей лавинной седиментации, которые при длительном развитии формируются в осадочнопородные бассейны.

Разрывность в пространстве, выражающаяся в создании раздельных автономных осадочнопородных бассейнов, дополняется второй особенностью — разрывностью процесса лавинной седиментации во времени.

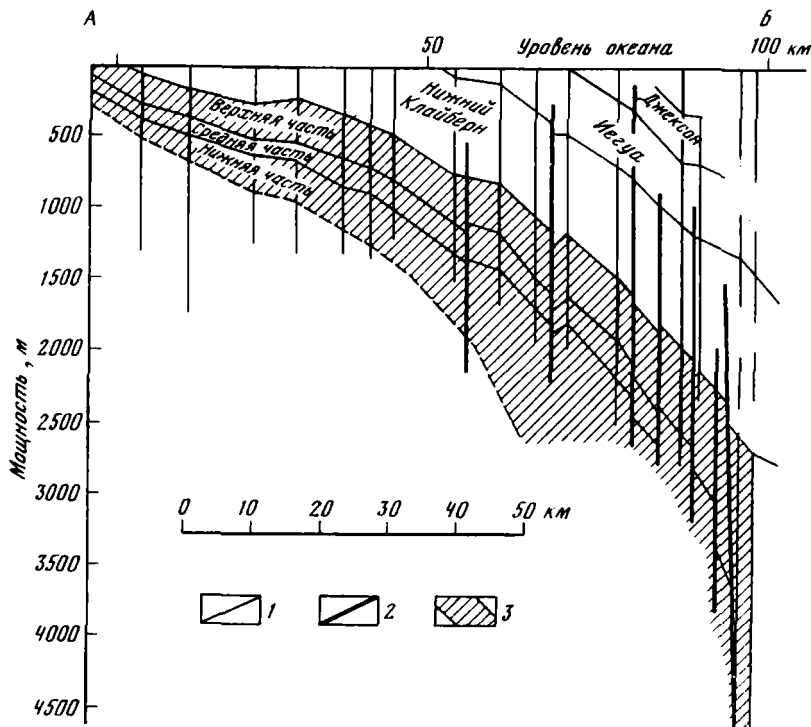


Р и с. 2. Древние области лавинной седиментации — осадочнопородные бассейны западного побережья Мексиканского залива, возникшие при более высоком уровне океана (по: [Edwards, 1981])

Почти никогда сверхвысокие скорости седиментации не могут выдерживаться длительно. Для подачи осадочного материала практически из всех природных источников типичны прерывистость — сезонность, а также колебания с более длительной и более короткой периодичностью. Прерывистость, сезонность в подаче осадочного вещества приводят к прерывистости в строении осадочных образований, к возникновению цикличности, что очень типично, в частности, для дельт, образований типа флиша и других быстро накапливающихся осадочных отложений.

Высокая скорость седиментации приводит и к иному, очень важному следствию: высокой обводненности осадка, результатом чего является его подвижность, текучесть, способность к горизонтальному перемещению, которое в целом весьма типично для лавинной седиментации. Это фиксируется в отложениях по специфическим текстурам и структурам. В обводненных отложениях мигрируют и разделяются нефть и газ.

При высоких скоростях осадконакопления происходит захоронение органического вещества и главная часть его преобразований имеет место не в верхнем слое донных осадков, как в медленно накапливающихся отложениях (в океанских осадках частицы органического вещества контактируют с водой сотни и тысячи лет, что приводит к полному раз-



Р и с. 3. Разрез через дельтовую систему Розита (ее положение см. на рис. 2). Стратиграфические подразделения местной шкалы провинции Галф-Кост. Формация Уилкоккс соответствует нижнему зоцену (по: [Edwards, 1981])

1 — скважины бурения; 2 — разломы; 3 — форма Уилкоккс

рушению подвижной органики), а в толще отложений, и обычно области лавинной седиментации обогащены органическим веществом, органическими остатками.

Уже отмечалось, что при возникновении устойчивых областей лавинной седиментации возникают такие колоссальные нагрузки на поверхность, что происходит изостатическое прогибание коры с возникновением своеобразных структурных образований прогибания чаще всего в форме линз (плоско-сферических и несферических). Депоцентр осадочного образования обычно совпадает пространственно с максимальной толщиной линзы, а прогибание (стрела прогиба) обычно количественно точно соответствует нагрузке, возникающей при седиментации, что доказывается геофизикой. Это прогибание может прогнозироваться.

Сама возможность автономного развития с формированием крупных осадочных тел определяется изостатической компенсацией областей лавинной седиментации. Если бы этого не было, а осадочный материал пассивно заполнял бы области тектонического опускания, то осадочно-породные бассейны по своей форме отвечали бы этим первичным тектоническим опусканиям, не имели бы формы, близкой к линзовидной, с плоской верхней поверхностью (плоско-выпуклая линза). Максимум в накоплении осадочного материала (депоцентр) этого образования не должен был бы

совпадать с максимумом прогибания, а самое главное — не имело бы места столь полное соответствие нагрузок, возникающих под действием осадков, с величиной прогиба. Это доказывается не только геофизическими данными, но и почти горизонтальным положением верхней части линзы при скоростях седиментации, меняющихся в сотни и тысячи раз в ее пределах. В этом смысле прогибание коры сходно с прогибанием тонкой резиновой пленки, если на отдельные ее участки насыпать песок или помещать точечные нагрузки.

В соответствии с законами изостазии компенсация возникает при достаточно значительных размерах нагрузки — диаметр окружности осадочного тела должен быть не меньше 100 км (чаще несколько сотен), осадочные образования меньших размеров автономно не компенсируются или компенсация бывает неполной. Таким образом, возникают и сохраняются в геологическом прошлом достаточно крупные осадочные тела.

Прогибание земной коры в области лавинной седиментации под действием огромных масс осадочного вещества приводит к росту температуры с одновременным ростом давления, т.е. к изменению термобарических условий осадочной толщи. Эти изменения касаются прежде всего органического вещества. При достижении температур от 60 до 200°С и глубин более 1,5–2 км происходит термokatализ, в осадочной толще начинается нефтеобразование, а затем газообразование (Вассоевич и др., 1970, 1972, 1974; Соколов, 1980). Таким образом, лавинная седиментация приводит к возникновению месторождений, причем продуктивным оказывается не весь конечный водоем стока, а только осадочнопородные бассейны. В ряде мест лавинная седиментация приводит к образованию месторождений каменного угля, фосфоритов и других полезных ископаемых. Отсюда понятно практическое значение учения о лавинной седиментации и эволюции этого процесса во времени.

Как подчеркивает Б.А. Соколов, [1980], между образованием нефти и газа и процессами катагенеза осадочных пород существует причинно-следственная связь. Эта зависимость нашла выражение в двух фундаментальных принципах, сформулированных отечественными исследователями: 1) нефтегазоносность связана с областями длительного и устойчивого осадконакопления, т.е. с осадочными бассейнами [Брод, 1947]; 2) нефть и газ есть результат прогрессивного осадконакопления с большими скоростями и возникновением мощных осадочных тел и как следствие этого — энергичного термобарического воздействия на органическое вещество пород с превращением его в нефть и газ [Вассоевич, 1967]. Таким образом, принцип Вассоевича полностью связан с областями лавинной седиментации.

Не менее четко зависимость накопления органического вещества от скорости седиментации сформулирована И.И. Нестеровым [Нестеров и др., 1977]: чем больше объем накапливающихся в единицу времени осадочных отложений (т.е. чем больше скорость седиментации), тем выше нефтегазоносность бассейна. Совершенно правильно подчеркивается также необходимость крупных и длительных накоплений, что определяет возможность или невозможность изостатических прогибаний, а следовательно, и последующих превращений органики в нефть и газ.

Изучение лавинной седиментации на количественном уровне стало возможным только в последние десятилетия благодаря внедрению новых методов изучения взвеси, скоростей седиментации и абсолютных масс, мощности осадочной толщи (геофизика и бурение), физико-химических показателей.

Нужно сказать, однако, что и до внедрения этих современных методов часто интуитивно, но тем не менее верно были установлены главные

области скопления осадочного вещества близ устьев рек, на границе река-море. Так, А.П. Виноградов [1967] считал, что в устьях рек и по периферии океана осаждается около 80% твердого стока, а в пелагиаль проникает только около 20%. "Более 94% общего ежегодного веса материала, сносимого реками в море, удерживается на континентальной платформе и ее склонах" [Полдерварт, 1957, с. 138]. К сходному выводу приходили и исследователи дельт: общее количество осадочного вещества, осаждающегося в устьях рек и, таким образом, не проникающего в конечные водоемы стока, оценивалось в 40–50% [Самойлов, 1952; и др.]. Отмечалось также, что большое количество осадочного вещества скапливается у основания материкового склона.

С другой стороны, многие исследователи во главе с Н.М. Страховым [1963, 1976а] считали возможным производить балансные геохимические подсчеты, оперируя модулем аккумуляции — частным от деления речного стока на площадь океана и даже отношением B/L (B — площадь водосбора, L — площадь конечного водоема стока). При этом игнорировался тот уже давно установленный факт, что главная часть речного стока в моря и океаны не проникает, а садится в устьевых частях рек, т.е. в области континентального седиментогенеза или седиментогенеза переходного типа. Ее отнесение к пелагиали совершенно произвольно, что и привело к возникновению вопроса: куда девается главная часть осадочного материала; в частности, это отмечалось для Тихоокеанского профиля [Страхов, 1977, 1978]. Дело дошло до того, что были сочтены неверными и дающими заниженные результаты все количественные методы определения скоростей (биостратиграфия, магнитография, методы определения абсолютного возраста, кислородный и другие независимые методы) [Страхов, 1978].

Вопрос об областях лавинной седиментации и тесно с ним связанный вопрос о применимости количественных методов в литологии приобретают сейчас, таким образом, особое значение для развития теории осадочного процесса.

ДЕФИЦИТ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

Современные методы количественного изучения распределения осадочного вещества (концентрация взвеси и скорости ее осаднения, скорости седиментации и абсолютные массы, мощности отдельных слоев и осадочной толщи морей и океанов в целом) убеждают нас в том, что лишь незначительная часть осадочного материала проникает за пределы прибрежной зоны.

Долгое время считалось, что главные массы осадочного вещества осаждаются на шельфах. Однако данные бурения, геофизики, изучения скоростей седиментации и распределения взвеси показывают, что условия шельфа и материкового склона в общем неблагоприятны для накопления осадочного материала. Главная часть его садится или до попадания в область шельфа (устьевые области рек), или проходит через шельф транзитом и осаждается у основания материковых склонов. На шельфе широко развиты области, где осадочное вещество не отлагалось и даже размывалось с выходом на поверхность дна реликтовых осадков — в среднем они занимают 50–70% от поверхности шельфов Мирового океана, т.е. условия размыва, а не отложения имеют здесь преобладающее распространение.

Только в тех случаях, когда с внешней стороны шельф оказывается огражденным природным барьером (барьерный риф, тектоническое поднятие дна), происходит образование автономного бассейна с накопле-

нием мощных толщ. Без этого благоприятного сочетания условий главная часть взвешенного осадочного материала "проскакивает" через шельф [Лисицын, 1966, 1974]. Гидродинамические условия на нем неблагоприятны для осаждения, в особенности на шельфе, находящемся в зонах высокой энергии океана (умеренные зоны с высокой частотой штормов, зыби, сильными течениями, а также области приливно-отливных течений).

Количественное изучение взвеси — осадочного вещества, находящегося на стадии транспортировки, показывает, что в устьях рек концентрации осадочного вещества колоссальны (р. Ганг — 1200, Инд — 2448, Хуанхэ — 14975, Амазонка — 3000—10000 мг/л). Они во многие тысячи раз выше, чем в водах шельфа и пелагиали океана. Среднее содержание взвеси в пелагиали по современным определениям составляет около 0,1 мг/л, на шельфе — чаще всего 0,1—1, редко — 1—10 мг/л. В качестве граничного значения для выделения областей лавинной седиментации принимаем содержание взвеси больше 10 мг/л.

Скорость седиментации в дельте р. Роны составляет 5000—6000 Б, в заливе Пария (Южная Америка) — 5000—10 000 Б, в устье Иравади — более 2000 Б, Годавари — 1000—3000 Б, в авандельте Миссисипи — 10 000 Б. В дельте р. Менам (Сиамский залив) скорости определены в 30 000 Б. Очень велики они также и в морях-эстуариях типа Азовского (2400 Б), а также в Каспийском (до 6000 Б), у основания склона морей-отстойников типа Охотского (100—500 Б и более), Берингова (220—500 Б и более) [Лисицын, 1971, 1973, 1974, 1975]. В качестве граничного значения для выделения областей лавинной седиментации мы предлагаем значения скорости более 100 Б.

Не менее отчетливо выделяются области с ураганными скоростями накопления осадков и по значениям абсолютных масс; здесь отличия близки к отмечавшимся по скоростям. В качестве граничного значения при выделении лавинной седиментации по абсолютным массам мы принимаем $5 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$.

Большой дефицит осадочного материала выявляется в пелагиали и при анализе карт распределения мощностей осадочных образований на дне. Сток терригенного осадочного материала в океаны за год составляет около 12 км^3 [Лисицын, 1974]. Максимальный возраст дна океана, по данным глубоководного бурения, составляет 160 млн. лет. Таким образом, на дне океанов и морей должно накопиться около 1920 млн. км^3 осадков. Реально же, как следует из карт мощностей осадочных отложений, составленных по данным геофизических исследований и глубоководного бурения, объем осадочного тела Мирового океана составляет всего 133 млн. км^3 [Лисицын, 1980], т.е. почти в 15 раз меньше ожидаемого (Атлантический океан — 61,9, Индийский — 26,2, Тихий — 45 млн. км^3).

Анализ карт мощностей [Лисицын, 1980а] дает возможность определить также и среднюю мощность осадочной толщи в океанах. Значение ожидаемой мощности можно получить, разделив ожидаемый объем осадочных образований (1920 млн. км^3) на площадь дна океана (361 млн. км^2). Таким образом, ожидаемая мощность должна составить около 5 км. Однако на основе подсчетов по составленным картам мощностей средняя реальная мощность для Мирового океана равна всего 459 м, т.е. в 10 раз меньше ожидаемой.

Были проведены первые для океана подсчеты абсолютных масс на базе новых карт, составленных для Мирового океана [Лисицын, 1977б, 1978]. Подсчет охватывает около 90% площади Мирового океана, за исключением его прибрежных областей, а также Северного Ледовитого океана, данных по которому пока недостаточно. В учтенную площадь включены пелаги-

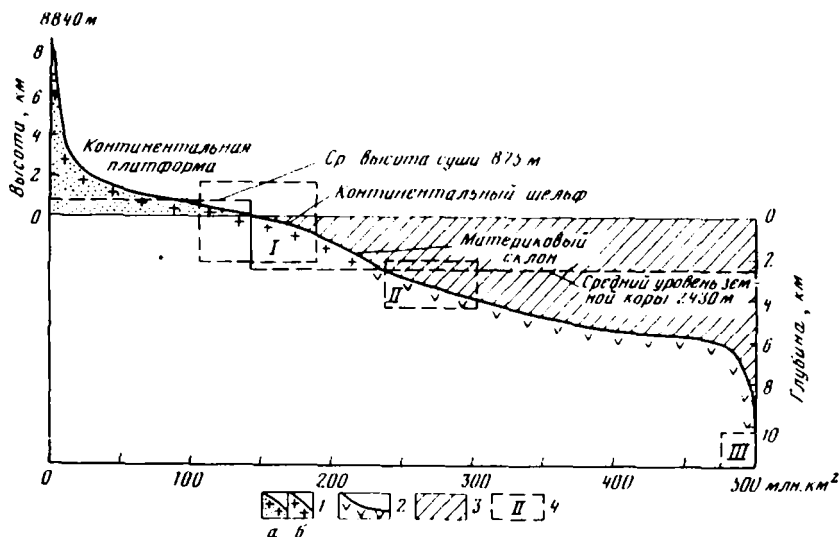
ческие области океанов (без шельфов). Оказалось, что за пределы изобаты 3000 м (граница океанской и континентальной коры) проникает всего около 7% от ежегодного речного стока, а 93% осаждается близ устьев рек, а также у основания континентального склона. В область развития типичной океанской коры проникает меньше 1/10 от взвешенного материала, сносимого с материков.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ МАССОВОГО НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ — ОБЛАСТИ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Первый глобальный уровень — устья рек. Все независимые методы показывают, что представления о распространении в конечных водоемах материала речного стока, а также балансные подсчеты на этой основе, в том числе и времени пребывания элементов, совершенно неверны. Главная часть взвешенного материала рек, который при этих подсчетах относится ко дну конечных водоемов стока, вообще в эти водоемы не проникает, а осаждается в очень ограниченных по площади областях — в устьях рек, т.е. в области переходной [Крашенинников, 1971] или континентальной [Наливкин, 1955, 1956] коры. Весь осадочный материал, сносимый реками с континентов, оказывается сосредоточенным на очень небольшой площади — площади дельт и эстуариев. Подтверждаются ли современными данными представления о том, что от 50 до 70% современного речного материала осаждается в эстуариях и дельтах? Все дельты занимают всего около 5 млн. км², т.е. около 2% от поверхности Земли [Самойлов, 1952]. Эти подтверждения могут быть найдены в обширной литературе по распределению взвеси, скоростей, абсолютных масс и мощностей осадочных образований (некоторые факты были уже приведены выше).

Да, главная для современного геологического этапа область отложения осадочного материала планеты — устья рек. Именно здесь, как можно видеть из гипсографической кривой (рис. 4), потоки, переносящие осадочный материал с суши, теряют живую силу, впадая в океан. При снижении скорости резко снижается несущая сила потока, связанная с турбулентностью. При уменьшении вертикальной составляющей потока происходит разгрузка сначала более крупного, а затем и более тонкого осадочного материала. Сходные явления могут быть обнаружены не только в устьях рек. Они характерны для всех потоков, выходящих на горизонтальную поверхность: в месте перегиба гипсографической кривой происходит главное отложение переносимого потоком осадочного вещества. Уровень океана для рек отвечает идеальной равнине.

Другим важным обстоятельством является то, что морская вода — электролит и при смешении с речной водой происходит перезарядка коллоидов с прохождением изoeлектрической точки, флокуляцией и выпадением речной взвеси в осадок. Характерно также богатое развитие жизни на границе пресных и соленых вод. Дельты по продуктивности сопоставляются с максимальными из известных на Земле сверхпродуктивных областей — экваториальными дождевыми лесами или коралловыми рифами, их нередко сравнивают с кукурузными полями. Биологическая продуктивность здесь в 20 раз и более превышает продуктивность пелагических частей океанов и почти в 10 раз выше, чем в продуктивных прибрежных областях [Одум, 1975]. Определяется это поступлением питательных элементов. Именно они создают материальную основу для расцвета фитопланктона, который извлекает из воды растворенные формы элементов, т.е. в эсту-



Р и с. 4. Гипсoграфическая кривая Земли

1 — континентальная кора выше (а) и ниже (б) уровня океана; 2 — кора океанского типа; 3 — вода; 4 — глобальный уровень лавинной седиментации

риях и дельтах идет осаждение не только взвешенных, но и растворенных форм вещества речного стока. Вместе с фитопланктоном быстро развивается и зоопланктон, в котором преобладают организмы-фильтраторы, еще более ускоряющие перевод взвеси в донные осадки. Они связывают при фильтрации тонкие частицы (включая самые тонкие фракции пелита и бактерии) в крупные комки-пеллеты.

Итак, в эстуариях и дельтах происходит быстрое осаждение главной части речного осадочного материала — механическое, под действием физико-химических (коагуляция, флокуляция), а также биологических факторов. Действие каждого из этих факторов именно в области смешения вод достигает максимума.

В справедливости сказанного нас убеждают многочисленные данные по дельтам крупнейших рек мира, которые были получены в связи с бурением в дельтах, а главное — в связи с постановкой геофизических работ. Именно геофизические исследования показали, что мощность осадочных отложений во многих дельтах достигает 10–15 км, что совсем недавно показало бы преувеличением.

Мощность отложений в конусе выноса Ганга и Брахмапутры достигает 15 км [Curraу, Моогe, 1971], причем длина подводной части дельты приблизительно в 25 раз больше надводной (рис. 5, а, б). Объем этого осадочного тела 5 млн. км³, т.е. почти в 10 раз больше объема Черного моря! Ежегодное поступление осадочного материала из системы Ганг–Брахмапутра составляет около 0,25 км³, т.е. при современных темпах эрозии суши подводная дельта могла образоваться за 20 млн. лет (при условии, что весь осадочный материал отложится в дельте) или за 30 млн. лет (при отложении в дельте только 60% твердого стока этих рек).

Столкновение Большой Индийской плиты с Евразией произошло 40 млн. лет назад, и тогда же началось становление системы Гималаев, однако полного развития эта величайшая горная система достигла около 20 млн.

лет назад. Если бы весь твердый сток рек мира собрать в дельту Ганга и Брахмапутры и прекратить питание океана осадочным материалом, то для заполнения дельты потребовалось бы около 400 тыс. лет!

Около 70% твердого стока с Гималаев приходится на Ганг и Брахмапутру, поэтому по объему подводной дельты можно определить коррелятивный объем горных образований, размытых эрозией и отложенных затем в дельте. В настоящее время скорость эрозии Гималаев в среднем для бассейна составляет около 2600 Б, а максимально — до 1 мм/год, т.е. 1000 Б. Подсчеты показывают, что за 20 млн. лет Гималаи должны были бы снизиться на 12–20 км (при максимальной высоте 8848 м), т.е. на их месте образовалась бы впадина с океанскими глубинами! Если этого не произошло, то только за счет непрерывного поднятия Гималаев.

Столь же грандиозное скопление осадочного материала обнаружено в устье р. Амазонки (см. рис. 5, в). По определениям сейсмическими методами мощность отложений в конусе выноса Амазонки достигает 7–14 км, а вес осадочного образования составляет 5×105 млрд. т, что близко к объему Черного моря. Протяженность подводного конуса превышает 700 км, он изостатически уравновешен, так же как конус выноса Ганга. Ежегодный твердый сток р. Амазонки в 4 раза меньше стока Ганга и Брахмапутры и составляет около 0,5 млрд. т в год. Содержание взвеси в водах Амазонки — около 100 мг/л, а в период дождей 200–600 мг/л. В устье в интервале солености 0–20‰ содержание взвеси падает в 1000 раз и более. Скорости седиментации в подводной части дельты достигают 100 Б и более (рис. 6). Осадочное тело устья Амазонки очень молодое: его образование началось со среднего миоцена (8–15 млн. лет назад), когда после поднятия Анд сток Амазонки из Тихого океана переместился в Атлантический.

Дельта р. Нигер занимает около 105 тыс. км², а ее мощность (рис. 7), по данным сейсмических исследований, достигает 9–12 км [Evamy et al., 1978]. В связи с открытием крупных нефтяных и газовых месторождений в дельте пройдено более одной тысячи буровых скважин. К числу крупнейших осадочных сооружений относят также и подводный конус р. Нил. Площадь его превышает 100 тыс. км², а ширина — более 300 км [Normark, Piper, 1969]. Скорости седиментации здесь лавинные — они достигают 150–320, а местами и более 329 Б. В осадочном теле пройдено больше 20 скважин, проникших на 4 км, и ни одна из них не достигла коренных пород [Rizzine et al., 1978].

Для познания лавинной седиментации большой интерес представляют данные по Мексиканскому заливу [Stuart, Caughey, 1977; и др.]. Залив является одной из древнейших частей океана. Строение коры здесь типично океанское, и на самых ранних стадиях Атлантики эта ее часть была областью пассивных окраин Северной Америки. Распределение и мощность отложений мезозоя и кайнозоя в заливе детально изучены геофизическими методами и бурением в связи с поисками нефти. Оказалось, что мощность только кайнозойских отложений на дне залива составляет около 5 км в центральной части залива и достигает гигантских значений (18 км) в северо-западной части залива [Antoine, Pyle, 1970]. Из рис. 1 следует, что осадочный материал, собираемый в пределах огромного водосбора р. Миссисипи (площадь 3,248 млн. км²), концентрируется в небольших по площади осадочнопородных бассейнах, где мощность только плейстоценовых отложений достигает 5000 м, а сам бассейн очерчивается изопакитой 1000 м для плейстоцена. Эта карта (см. рис. 1) составлена на основе детальных геофизических исследований, а также данных 15 станций глубоководного бурения и тысячи скважин бурения нефтяных компаний. Изопакита

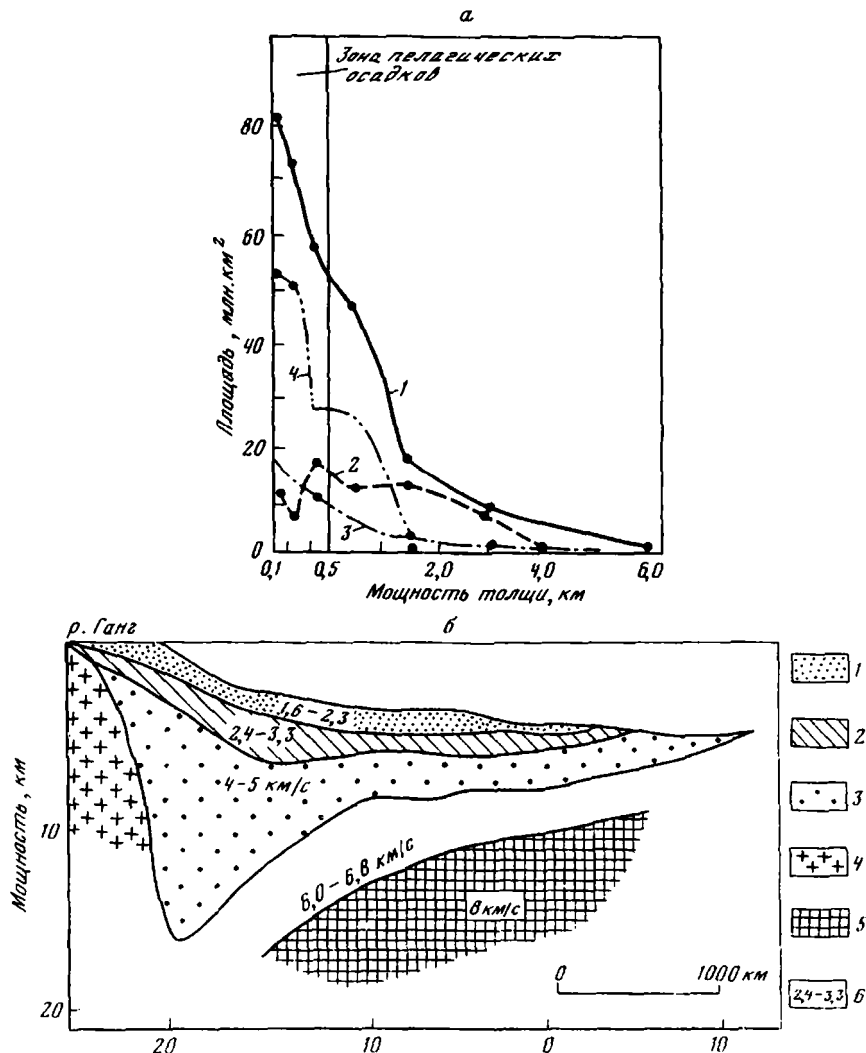
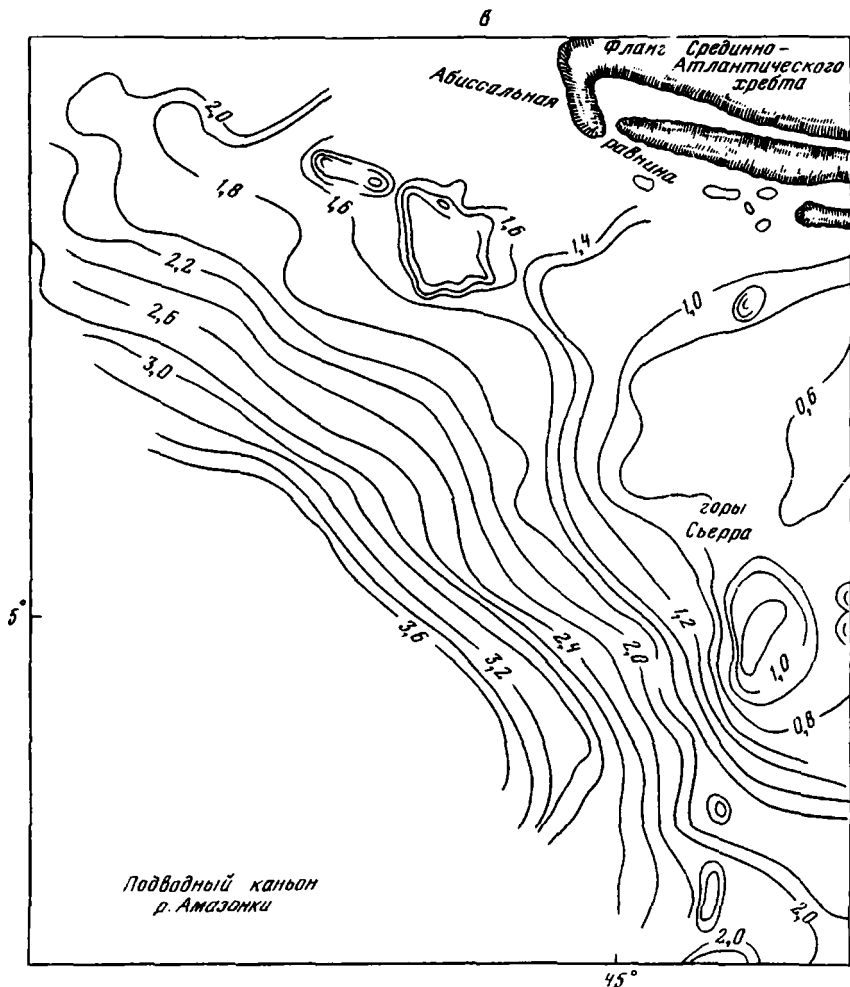


Рис. 5. Мощности осадочной толщи океана

а — кривые распределения мощностей для океанов [Лисицын, 1980]: 1 — среднее для Мирового, 2 — Атлантического, 3 — Индийского, 4 — Тихого; б — разрез через конус выноса рек Ганг и Брахмапутра (по: [Moore et al., 1974 a, b]): 1 — верхний миоцен—голоцен, 2 — средний эоцен—верхний миоцен, 3 — верхний палеоцен, 4 — континентальная кора, 5 — породы мантии, 6 — скорость распространения звука; в — мощность осадочной толщи в конусе выноса р. Амазонки (в км) (по: [Damuth, Kumar, 1975])

5000 м отвечает депоцентру области лавинной седиментации в устье р. Миссисипи. Выделяются еще две значительно меньшие области лавинной седиментации в юго-западной части залива — подводные конусы Веракрус и Кампече. Толща плейстоценовых отложений залива пронизана соляными штоками, местами они выходят на поверхность дна.



Число примеров можно было бы значительно увеличить, однако все они показывают принципиально сходную картину. Главная часть (50–70%) осадочного материала, переносимого реками, концентрируется и откладывается в устье рек, в зоне смешения пресных вод с солеными.

Это основанное на новых материалах и проверенное независимыми методами положение находится в противоречии с представлениями теоретической литологии, развивавшимися Н.М. Страховым, который писал: "В пелагиаль поступает по крайней мере половина, а вероятно, даже больше, всей сбрасываемой в океан терригенной кластики" (Страхов, 1978, с. 31). В общичности представлений Н.М. Страхова, кроме приведенных выше данных, убеждает еще и общий подсчет баланса материала в океане. Если действительно половина осадочного вещества рек (годовой сток 12 км^3) проникает в океан, то это составляет около 6 км^3 ежегодно. Возраст океанских котловин 160 млн. лет. Объем приносимых реками осадков за этот период должен достигнуть $9,6 \times 10^8 \text{ км}^3$, что близко к общему объему

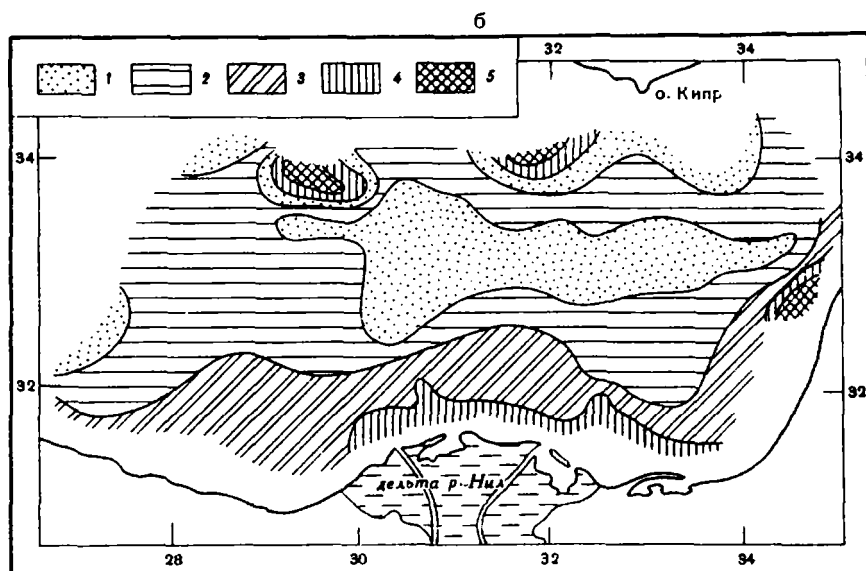
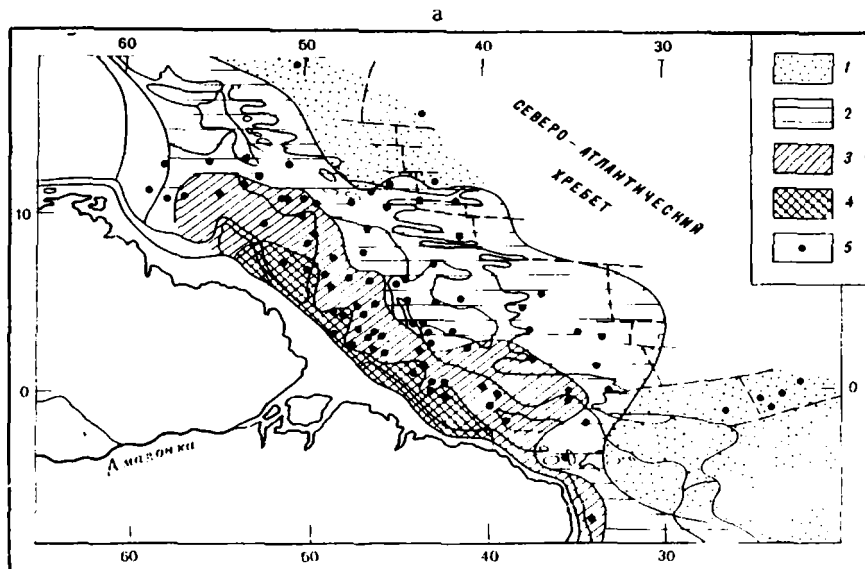


Рис. 6. Скорости седиментации в дельтах в голоцене (в мм/1000 лет)

а — дельта р. Амазонки (по: [Damuth, Kumar, 1975]): 1 — менее 20, 2 — от 20 до 40, 3 — от 40 до 60, 4 — более 60; 5 — станции; б — дельта р. Нил (по: [Stanley, Maldonado, 1977]): 1 — менее 40, 2 — от 40 до 80, 3 — от 80 до 160, 4 — от 160 до 320, 5 — более 320

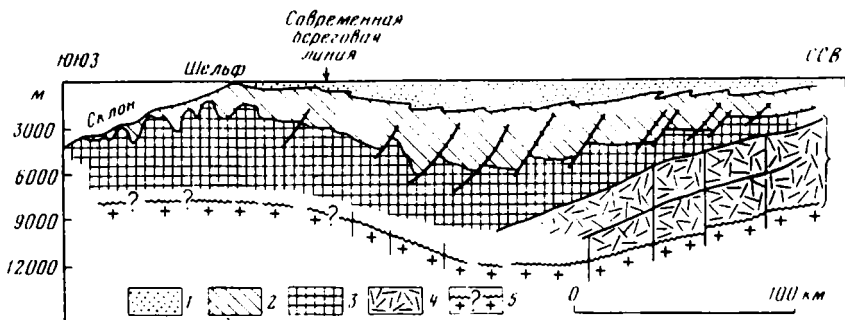
океана — $13,5 \times 10^5 \text{ км}^3$. Если учесть, что, помимо терригенного кластического материала, в состав океанских осадков входит биогенный материал (в среднем около половины), возникающий за счет связывания растворенных солей речного стока организмами, то общий объем осадочного вещества должен составить $14,4 \times 10^5 \text{ км}^3$, т.е. океан заполнится осадочным материалом полностью и возникнет даже некоторый его избыток! А на самом деле глубина океана в пелагиали составляет сейчас 4–6 км и более, и при этом мощность осадочного слоя нигде не больше 1 км. Все приведенные цифры, таким образом, неизбежно показывают, что представление Н.М. Страхова о равномерном рассеянии больших количеств речного материала в пелагиали неверно. Факты свидетельствуют, что этот осадочный материал концентрируется в сравнительно небольшом числе осадочнопородных бассейнов по периферии океана, где возникают гигантские мощности отложений.

На барьере река—море происходят коренные геохимические преобразования. Здесь осаждается 60–80% от растворенных в речной воде гуминовых кислот, которые коагулируют, захватывая металлы (Fe, Mn, Al), а также P из воды [Sholkovitz, 1976; Sholkovitz et al., 1978]. Большинство элементов в речной воде содержится в форме взвеси (65–92% от общего содержания элементов в воде), а за пределами барьера — в морях и океанах — главная форма практически всех элементов (включая элементы гидролизаты) растворенная (79% Fe, 93% Mn, 94% Zn, 92% Cu) [Лисицын и др., 1980; Гордеев, Лисицын, 1979].

Таким образом, геохимия пелагиали — это геохимия растворенных форм элементов, в то время как геохимия речных вод — это геохимия в основном взвешенных форм. Важнейшим для планеты геохимическим барьером, определяющим разные закономерности распределения элементов, является граница река—море. Этот кардинальный вывод находится в противоречии с главным положением геохимии океанов, развивавшимся Н.М. Страховым: "Более того, мы вправе заключить, что вообще все элементы, процентные содержания которых растут от берега к пелагиали (т.е. к областям минимальных абсолютных масс осадка), а также те, которые отчетливо тяготеют к фации мельче 0,001 мм, распределяются в океане механизмом фракционирования взвесей" [Страхов, 1976а, с. 172]. И далее: "Приведенные расчеты коренным образом меняют привычные представления о природе океанского геохимического процесса. Если под последним понимать совокупность частных явлений и процессов, формирующих химический состав осадков, то приходится признать, что в океане геохимический процесс в целом есть прежде всего (на 90–93%) процесс физический, а еще точнее — механический, т.е. процесс механического разнosa и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных; в весьма малой степени (6–9,2%) этот физический процесс осложнен биогенным (карбонаты Ca + Mg, C_{org} , SiO_2) и в совершенно ничтожной мере — физико-химическим: коагуляцией коллоидов Fe и Mn и сорбцией на них микроэлементов" [Страхов, 1976а, с. 201].

Таким образом, неправильные представления о распределении масс осадочного материала дополняются в учении о литогенезе еще и неправильными представлениями о господстве взвешенных форм над растворенными, что в целом и приводит к противоречиям с фактами, накопленными в последние годы океанологией и морской геологией, к ошибочному пониманию главных закономерностей литологии и геохимии океана.

Обращает на себя внимание то, что все эти крупнейшие осадочные образования современного этапа развития планеты сосредоточены на одном



Р и с. 7. Разрез через дельту р. Нигер по данным бурения и геофизики (по: [Евгеньев et al., 1978])

1 — формация Бенин (зоцен-современные); 2 — формация Агдаба (зоцен-современные); 3 — формация Аката (зоцен-современные); 4 — меловые отложения; 5 — континентальная кора

гипсометрическом уровне — близ уровня океана. Они образуют в целом пояс осадочных образований, приуроченных к современному уровню океана — первый глобальный пояс лавинной седиментации (терригенный).

Какие же закономерности устанавливаются для первого глобального пояса?

Климатическая приуроченность. Лавинная седиментация на первом глобальном уровне происходит не во всех климатических зонах, а возможна только там, где в океан поставляется максимальное количество осадочного вещества, т.е. в гумидных (умеренных и экваториальной) зонах. Лавинная седиментация не возникает в ледовых и в аридных зонах, где осадочного вещества для достижения ураганных концентраций недостаточно, где они не сгружаются с больших площадей водосборов в локальные точки — устья рек.

Водосбор и ледосбор современной суши равен 148,2 млн. км², из них на ледовые области приходится 14,9%, на умеренные гумидные — 39,7%, аридные — 19,2% и экваториальную гумидную — 26,1% [Лисицын, 1978]. Однако в связи с резкой разницей в модулях смыыва вещества с суши геометрические размеры водосборов разных зон не соответствуют поставляемому из них осадочному материалу. Подсчеты автора показали, что основная доля осадочного материала поставляется к берегам океана, т.е. на первый глобальный уровень лавинной седиментации, реками экваториальной зоны: они поставляют 76% всего стока с суши, а на умеренные гумидные приходится 12%, т.е. гумидные зоны в целом дают 88% всего осадочного материала, поступающего в океан, а на долю ледовых и аридных зон приходится всего по 6% на каждую!

Итак, главная глобальная область лавинной седиментации определяется в первую очередь климатом — это экваториальная зона. Именно сюда поставляется и именно здесь откладывается на данном этапе (примеры приведены выше) более 3/4 осадочного материала планеты. Поэтому с экваториальной зоной связаны крупнейшие области лавинной седиментации, и здесь поставка осадочного материала может обеспечить достижение действительно лавинных (более 100 Б) скоростей седиментации с возникновением крупных по размерам осадочных тел, которые компенсируются изостатическим прогибанием. Обе умеренные гумидные зоны дают осадочного материала в 6 раз меньше, чем экваториальная, и могут обеспечивать столь высокие темпы поставки материала лишь в редких случаях.

Поэтому осадочнопородные бассейны с лавинными темпами седиментации встречаются здесь значительно реже.

Роль тектоники. Даже при экваториальных темпах подготовки и поставки количество осадочного материала, возникающего при эрозии крупных горных сооружений, нередко оказывается недостаточным для обеспечения лавинных темпов седиментации (100 Б) длительное время (миллионы лет). Мы уже приводили пример Гималаев: для заполнения гигантского осадочного образования в устье Ганга и Брахмапутры необходимо было бы размыть несколько таких горных сооружений, как Гималаи!

Интересные данные получены для подводного конуса выноса р. Роны, которая дренирует около 25% водосбора Альп. Объем подводного конуса выноса р. Роны составляет около $4,6 \times 10^5 \text{ км}^3$ [Menard et al., 1965], что отвечает средней скорости денудации Альп 100 м в 1 млн. лет (почти в 10 раз ниже скорости денудации Гималаев). За время развития конуса выноса (около 30 млн. лет) уровень Альп должен был бы снизиться на 12 км, в то время как максимальная высота составляет сейчас 4,8 км. Скорость денудации, определенная по объему конуса выноса и времени его существования, равная 0,1 мм/год, подтверждается несколькими независимыми методами (по твердому стоку рек, по термальным моделям и др.). Цифры, полученные разными методами, находятся в пределах 0,1–1 мм/год, т.е. от 100 до 1000 м в 1 млн. лет. Многие исследователи считают, что наиболее вероятно значение 1 км/млн. лет [Clark, Jäger, 1969], т.е. за постэценовое время должно быть денудировано около 30 км.

Таким образом, для длительного поддержания лавинных скоростей седиментации количество материала, возникающего при денудации даже самых крупных горных сооружений, оказывается недостаточным: необходим постоянный рост гор, поддерживающий лавинный процесс отложения материала. Если поставка осадочного материала не поддерживается соответствующим ростом горных сооружений или этот рост приостанавливается, то лавинная седиментация затухает.

Итак, лавинная седиментация в больших масштабах обеспечивается не только экваториальным климатом, но и тектоникой. Области лавинной седиментации — это как бы “антигоры” — бывшие горные сооружения, разрушенные денудацией и сгруженные близ устьев дренирующих их рек. Вес этих “антигор” столь велик, что он вызывает изостатическое прогибание коры, причем нередко “высоты” этих коррелятных горных сооружений “антигор” в 2 раза и более превышают высоты родительских гор. Осадочнопородные бассейны, таким образом, — это коррелятные толщи по отношению к горным сооружениям, что подтверждается и их составом (минеральный и химический состав), и сопоставлением объемов. Изучая осадочнопородные бассейны, можно восстановить геометрические размеры и состав исходных горных сооружений, безвозвратно исчезнувших затем в ходе геологической истории.

О втором виде проявления тектоники в лавинной седиментации уже говорилось — это изостатическое уравнивание. “Антигоры” в 10–15 км никак не выражаются на поверхности дна, и до появления мощных сейсмических методов невозможно было себе представить вообще существование столь грандиозных осадочных образований. Обычно географы и геоморфологи описывали лишь надводные части дельт, которые составляют совершенно ничтожные по мощности части этих сооружений. Это как бы верхушки айсбергов, главная часть которых скрыта на глубине.

Вертикальная поясность областей лавинной седиментации. Ранее уже отмечалось, что области лавинной седиментации возникают там, где поток,

несущий осадочный материал, теряет скорость, что приводит к выпадению осадочного материала. Главная в пределах планеты область лавинного накопления осадочного материала отвечает уровню океана, т.е. глобальному базису эрозии. При перемещении базиса эрозии, что имело место в геологическом прошлом, перемещается также и область лавинной седиментации. Это первый глобальный уровень лавинной седиментации. Второй глобальный уровень, который рассматривается ниже и для которого существуют свои закономерности, отвечает второй глобальной области выравнивания рельефа — границе континентального склона и абиссальных равнин (глубина 3–4 тыс. м). Наконец, третий глобальный уровень отвечает дну глубоководных желобов. Гипсографическая кривая Земли, таким образом, предопределяет существование трех глобальных уровней главного накопления осадочного вещества — лавинной терригенной седиментации.

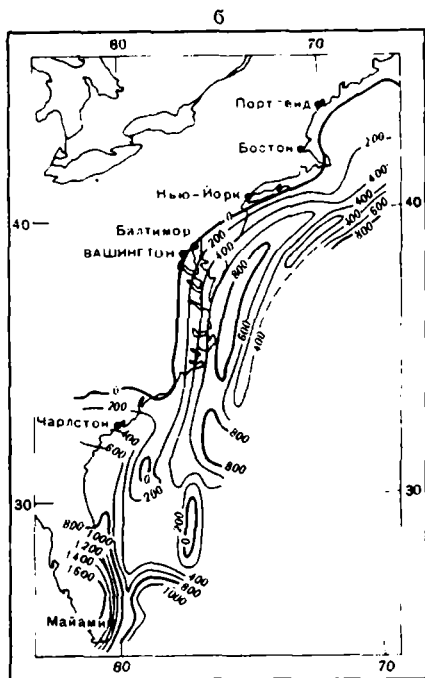
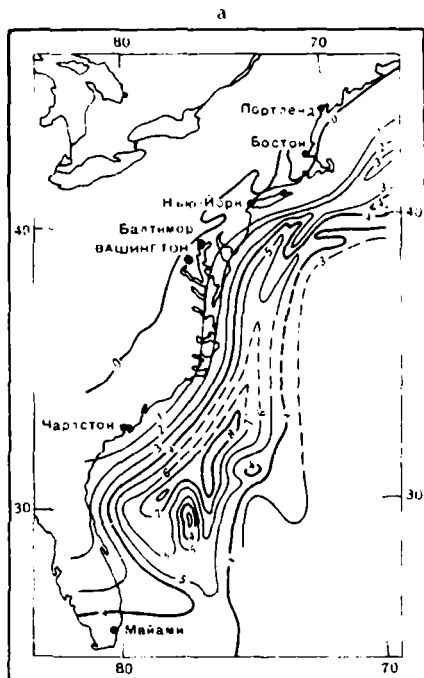
Второй глобальный уровень лавинной седиментации — основание материкового склона. Если в устьях рек осаждается 50–70% от взвешенного речного стока, а в пелагиаль проникает только 7–8%, то около 20–40% должно осаждаться где-то на промежуточном участке. Мы уже отмечали, что на шельфе скорости и мощности осадочных отложений, за исключением отдельных случаев, невелики. Главные скопления осадочного материала были обнаружены геофизическими методами не на шельфе, а ниже — у основания материкового склона, т.е. на следующем гипсометрическом уровне, где довольно крутой склон сменяется абиссальной равниной. Изучение взвеси, скорости и абсолютных масс, а также мощностей осадочной толщи убеждает в лавинном ходе этого процесса. К тому же выводу приводят и разнообразные геоморфологические признаки перемещения больших масс рыхлого материала, возникновение русел и прирусловых валов, подводных каньонов, подводных конусов выноса, сходных с сухими конусами аридных областей.

На подводных склонах, как и на суше, можно выделить области питания, транспортировки и аккумуляции осадков. Особенно широко здесь развиты оползневые процессы, а также суспензионные потоки. Значения мощности осадочных отложений у основания склона нередко достигают 10–14 км [Левин и др., 1978; Левин, Хаин, 1971], т.е. близки к максимальным значениям, установленным для дельт (рис. 8, 9). Возраст пород ложа (базальтов), подстилающих отложения, не древнее позднеюрского; таким образом, во всех случаях это отложения мезозоя и кайнозоя. Огромные скопления осадочного материала на этом гипсометрическом уровне выявлены практически для всех пассивных окраин.

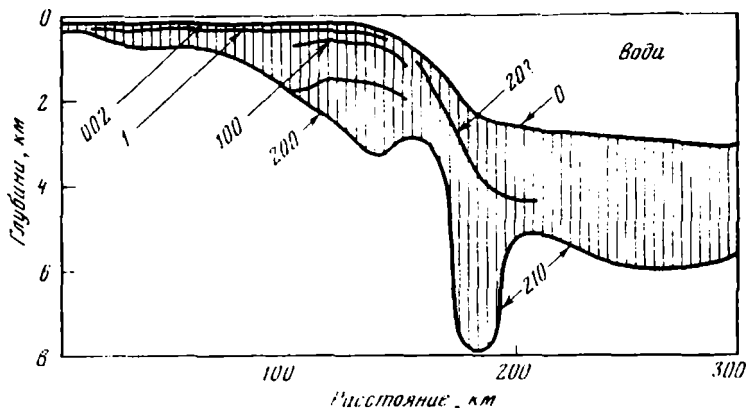
Области питания (захвата) осадочного материала располагаются на шельфе и в верхней части материкового склона. Часто питание идет за счет подводных частей дельт и выявляются выводные каналы. В других случаях дельта отделена шельфом и область становится похожей на водосбор, т.е. захватывает часто значительную площадь шельфа и склона. В целом это разветвленная сеть русел, но часть материала перемещается также и вне-русловым способом (во взвеси).

Область континентального склона — это главным образом область транспортировки через систему каньонов и русел на склоне, а частично также и в форме взвеси, облака которой обычны близ склонов. Встречаются как одиночные магистральные русла, так и разветвленные системы, причем дренажная сеть нередко смещается во времени.

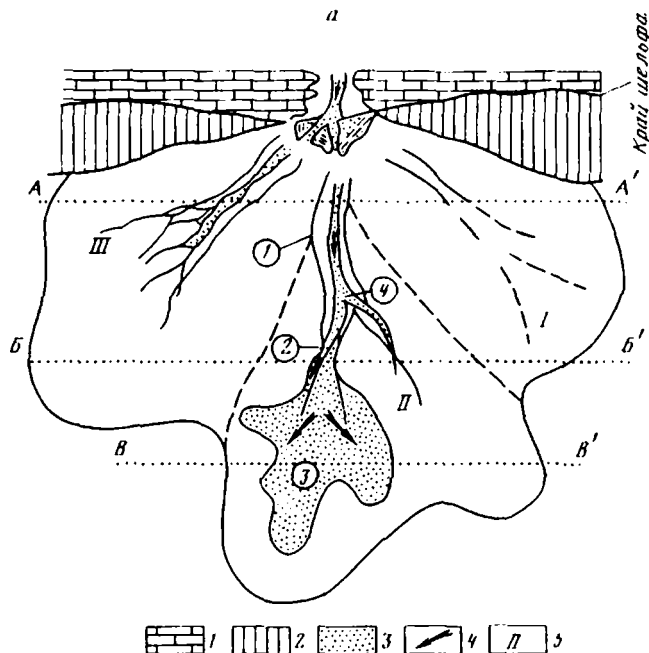
Осадочный материал, захваченный часто со значительных площадей дна и перенесенный вниз по склону через русла-каньоны, далее концентрируется на небольшой площади дна с образованием конуса выноса (фена), обычно имеющего, как и дельты, лопастное строение (рис. 10, 11). И здесь



Р и с. 8. Мощность осадочных отложений у основания материкового склона Атлантического побережья Северной Америки (по: [Emery, 1967]): а — суммарная мощность отложений (в км); б — мощность кайнозойских отложений (в м)



Р и с. 9. Разрез через осадочную толщу второго глобального уровня лавинной седиментации у основания материкового склона Атлантического побережья США (по: [Emery, 1967]). Цифры у стрелок — возраст основных отражающих слоев (млн. лет)

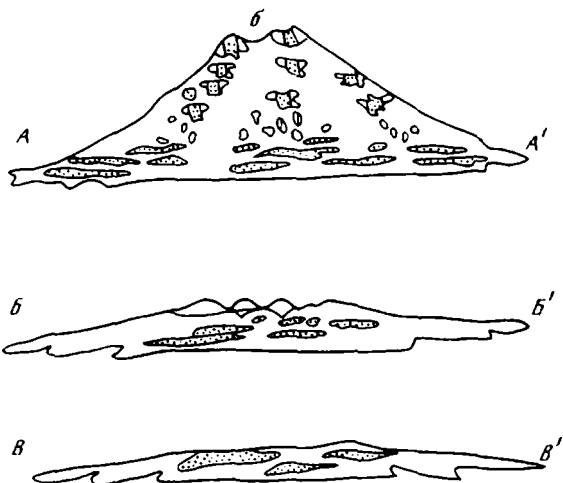


Р и с. 10. Область лавинной седиментации второго гипсометрического уровня (по: [Brown, Fisher, 1977]) Подводные конусы выноса в плане (а) и в разрезе (б)

1 — породы шельфа; 2 — породы склона; 3 — пески; 4 — пути миграции вещества; 5 — главные виды лопастного развития: I — неактивные лопасти (отложение только из взвеси), II — активная лопасть (отложения турбидитов), III — супрафен (отложения начальной стадии развития лопасти). Цифры в кружках: 1 — подводные русла постоянные; 2 — подводные русла мигрирующие; 3 — пески нижней части конуса; 4 — заполненные русла

удается выявить депоцентр и изостатическое прогибание, характерные для лавинной седиментации.

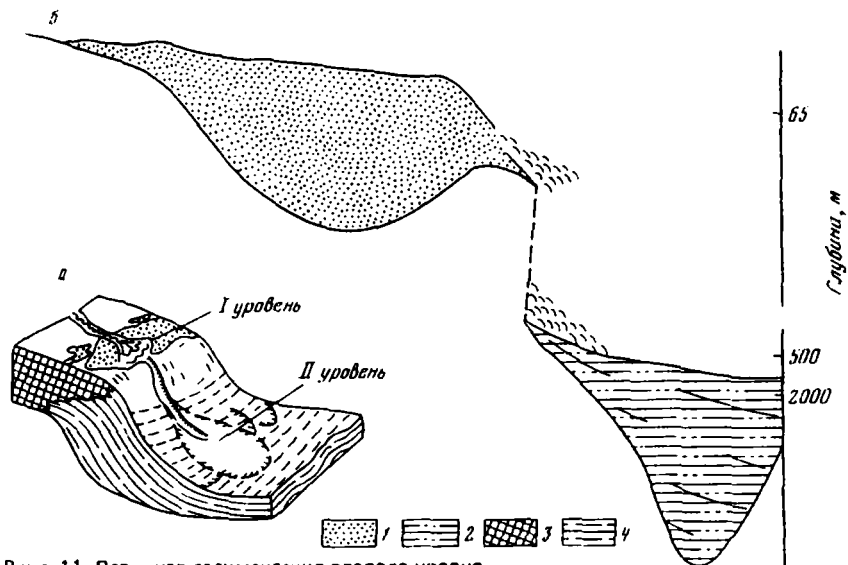
В отличие от переноса материала на первом глобальном уровне, где господствуют взвеси, на втором уровне главное значение имеют горизонтальные перемещения обводненных масс осадков — турбидиты (сuspensionные потоки, плотность сuspензии в которых выше плотности воды, но ниже плотности, при которой поток теряет турбулентность), пастообразные потоки (потерявшие турбулентность, где перенос вещества напоминает перенос буровым глинистым раствором) и зерновые потоки вещества с малым содержанием пелитов. Кроме того, широко распространены также гравитационные перемещения крупных блоков без нарушения их целостности: обвалы, оползни. Сочетание разнообразных процессов с деятельностью придонных течений (приливно-отливных, контурных и др.) и приводит к сложной картине распределения осадков. На больших глубинах в конусах встречаются прослои песков и алевроитов, возникают текстуры, типичные для мелководных отложений, нередко отмечается значительное содержание органического вещества. Таким образом, высокие темпы седиментации и здесь приводят к переходу количества в новое качество и к возникновению на этом уровне осадочно-породных бассейнов, выполненных специфическими отложениями.



Судя по данным глубоководного бурения, скорости седиментации в отложениях второго глобального уровня часто очень незначительны, но процесс в еще большей степени, чем на верхнем уровне, характеризуется прерывистостью, до некоторой степени напоминающей прерывистость селевых процессов в горах. В промежутках между суспензионными потоками или обвалами существуют периоды отложений с малыми скоростями.

В настоящее время изучено распределение мощностей только для части осадочнопородных бассейнов второго глобального уровня лавинной седиментации. Осадочнопородные бассейны с мощностями более 5 и 10 км закартированы в Атлантике, у побережья Северной Америки [Левин, Хаин, 1971], у основания материкового склона Аргентины. Крупные осадочнопородные бассейны выделяются также и у берегов Африки, но мощности здесь составляют обычно до 5–7 км. До 9 км мощностью закартированы осадочнопородные бассейны у берегов Норвегии [Тальвани, Элдхолм, 1978]. Несколько бассейнов мощностью 5–10 км обнаружено у берегов Австралии, а также в окраинных морях Тихого океана. Время формирования этих осадочнопородных бассейнов соответствует времени существования пассивной окраины: в ряде мест оно достигает 150 млн. лет, в других местах — меньше. Объем осадочных образований на 1 км длины основания склона определен для тихоокеанского побережья Северной Америки — 150–200 км³ [Normann, Piper, 1972]. Размеры конусов выноса отдельных каньонов чаще всего составляют 100–300 км, но встречаются и гиганты — до 1000–2500 км. Максимальная мощность конусов, сливающихся местами в сплошное осадочное тело, достигает 10–14 км, т.е. если бы не изостатическое прогибание, эти конусы должны были бы возвышаться над уровнем океана.

В области развития конусов у основания склона, как показывают сейсмические исследования, существуют обширные осадочные карманы — осадочнопородные бассейны с прогнутым дном, с очень высокими скоростями отложения и большими мощностями. Отложения второго глобального уровня лавинной седиментации известны не только на дне морей и океанов; они выявлены также и в Альпах, и в других районах мира [Mutti, Ricci Lucchi, 1972, 1975; Mutti, 1974, 1975; Nelson et al., 1975].



Р и с. 11. Лавинная седиментация второго уровня

а — блок-диаграмма с подводным конусом выноса, питающимся из дельты (по: [Brown, Fisher, 1977]); б — сопоставление седиментации на I и II глобальных уровнях. Отложения: 1 — I уровня, 2 — II уровня; коренные породы: 3 — шельфа, 4 — склона

Итак, для отложений второго глобального уровня характерна зависимость от отложений верхнего (первого) глобального уровня. Питание осадочным материалом происходит за счет отложений верхнего уровня; оно неравномерно: выявляется определенная цикличность, которая фиксируется в донных отложениях второго уровня, что является одной из характернейших особенностей текстуры этих отложений. Другие особенности связаны с тем, что для их образования доминирующее значение имеет горизонтальная седиментация, т.е. перемещения масс обводненных отложений с верхних гипсометрических уровней.

При изменениях уровня океана в геологическом прошлом, особенно при снижении его до 200 м и более, когда шельфовая область оказывалась обнаженной, главная часть осадочного материала, подготовленного на континентах, сгружалась уже не на первом гипсометрическом уровне, а на втором, т.е. эти уровни на время регрессий объединялись, чем и обеспечивались громадные толщи осадочного материала у основания склона.

Высокие скорости седиментации, достаточное содержание органического вещества и значительные мощности с созданием своеобразных термобарических условий приводят к тому, что процессы диагенеза и катагенеза в отложениях второго гипсометрического уровня ближе к протекающим близ устьев рек, чем к типично океанским. Здесь возникают своеобразные формы ряда элементов и комплекс аутигенных минералов. Особенно важным является то, что мощные осадочные образования этого высотного уровня представляются перспективными на нефть и газ; для человечества это резервы углеводородов будущего.

Третий глобальный уровень лавинной седиментации — глубоководные желоба. Третий глобальный уровень отвечает нижнему гипсометрическому уровню нашей планеты — дну глубоководных желобов, которое опущено

намного ниже среднего уровня абиссали океанов. Осадочный материал, смещающийся под действием силы тяжести с верхних уровней на нижние, дальше перемещаться не может. Максимальная глубина желобов достигает 11 023 м при обычных глубинах океанов 4–5 км.

Глубоководные желоба представляют собой узкие вытянутые депрессии, на дне которых развиты отложения, сходные по строению с отложениями второго глобального уровня. Небольшая ширина желобов определяет то, что образования типа конусов выноса здесь не развиваются, материал турбидитов и оползней сгружается в узком желобе, давая хаотическое нагромождение осадочного материала. Этому способствуют также высокая сейсмичность и перепад высот (до 15 км), крутизна склонов. Главный способ транспортировки — горизонтальная седиментация, т.е. все виды течений обводненного материала, обвалы и оползни. Грубые песчано-алевритовые осадки опускаются здесь до глубин 3–5 км, а на дне в экваториальной зоне нередко примесь диатомовых осадков, стекающих по склонам.

Глубоководные желоба — это особые в тектоническом отношении образования — зоны поглощения океанской коры, субдукции. Встречаются они только на активных окраинах океанов. Здесь идет погружение океанской коры вместе с находящимся на ней осадочным слоем под кору островных дуг или континентов. В конечном счете это приводит к многочисленным деформациям осадочной толщи, ее сгуживанию, что отмечалось при глубоководном бурении в Японском, Алеутском и Центрально-Американском желобах.

Близость источников осадочного материала — островных дуг и континентов (при активных окраинах типа андийских) — к местам накопления, важная роль андезит-риолитового вулканизма и огромные перепады глубин, максимальные из известных на планете, приводят здесь к развитию своеобразной разновидности лавинной седиментации. Осадочное вещество здесь обогащено пирокластикой, а местами и в основном состоит из нее (продукты Са-щелочного вулканизма). Оползни и турбидиты обогащены андезит-риолитовым материалом, смешанным в разных пропорциях с вулканогенным и биогенным.

Мощность рыхлых осадков в глубоководных желобах колеблется в значительных пределах. Максимальные значения мощности достигают 3–4 км: в желобах Пуэрто-Рико — 4 км, Яванском — 2–3 км, Тонга — до 2 км [Bunce, Fahlgvist, 1962; Непрочнов, Лунарский, 1963]. В Алеутском желобе мощность осадочных отложений составляет около 1,5–2 км [Ewing et al., 1965; Шолл, 1978], в Курило-Камчатском — до 2 км [Вейцман, 1965], в Центрально-Американском — 0,3–0,7 км [Ross, Shor, 1965]. Скорости седиментации в желобах очень значительны: в Алеутском желобе по данным бурения они составляют около 2000 Б и колеблются от 2000–3500 Б в периоды оледенений до 200–300 Б в межледниковья [Хюсне, 1978]. Столь высокие скорости связаны здесь с оледенением. Большая часть осадочной толщи сложена турбидитами, а также оползневыми осадками. Скорость седиментации во многом определяется климатической зональностью, а также тектонической позицией желоба. На активных окраинах не возникает отложений второго глобального уровня лавинной седиментации, поскольку уступ у основания склона здесь отсутствует. Все характерные особенности отложений второго уровня переносятся здесь на более глубокий третий уровень. При снижении уровня Мирового океана, когда отложения первого уровня оказываются ареной размыва и осадочный материал поступает в верхнюю часть материкового склона, третий глобальный уровень приобретает особенно важное значение, здесь накапливаются отложения всех трех уровней.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЯСОВ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

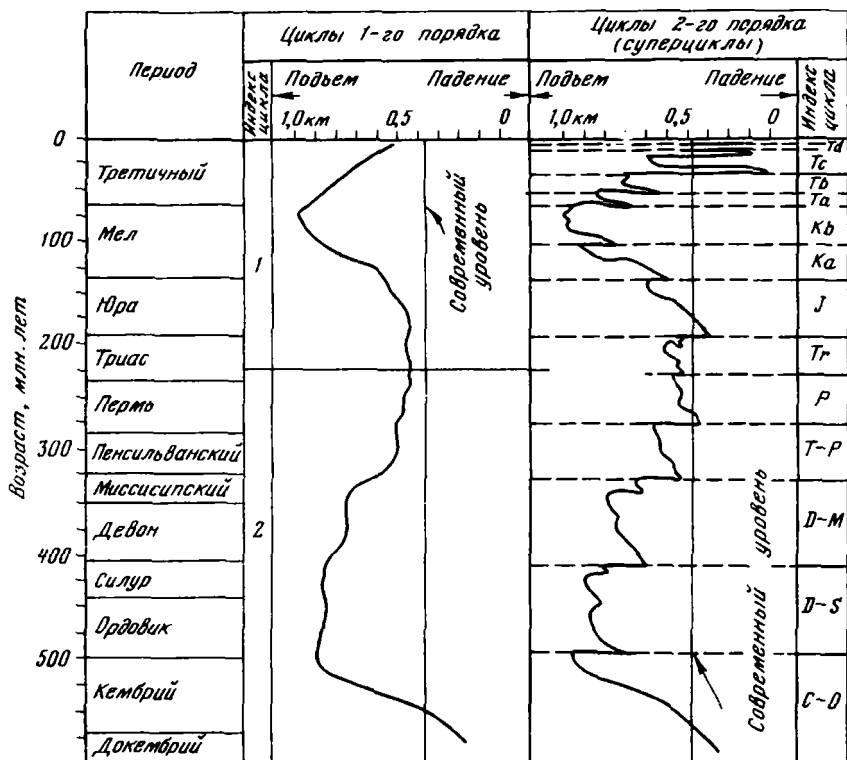
Гипсометрическое положение глобальных уровней, их приуроченность к определенным высотам (с образованием глобальных поясов) связаны с положением базисов эрозии. Для первого глобального уровня типичен базис эрозии речных систем, отвечающий уровню океана; для второго — базис денудации подводных систем дренажа осадочного материала (русла, каналы и каньоны, а также уровень сгруживания вещества обвалов и оползней), который отвечает отметкам глубин края абиссальных равнин океана на пассивных окраинах; наконец, третий уровень отвечает базису денудации дренажной сети активных окраин (выраженной довольно слабо), самому нижнему уровню сгруживания подводных обвалов и оползней. Современное положение этих уровней отвечает глубинам 0; 3000; 6000 м и более. Именно здесь накапливается сейчас главная часть осадочного вещества планеты, поступившего в океаны и моря.

На современном этапе на первом уровне скапливается главная доля этого вещества — 50–70%, на втором уровне — 20–30%, на третьем — менее 10% и около 7–8% проникает в пелагиаль океанов и морей. Такие приблизительные соотношения получаются, если сопоставлять абсолютные массы осадочного вещества для современного этапа.

Если использовать данные о полной мощности и объемах осадочных отложений, то цифры получаются иными: главная часть (более 50%) осадочного вещества накапливается не на первом уровне, как сейчас, а на втором, т.е. в осадочнопородных бассейнах у основания континентального склона. Почему в геологическом прошлом главное накопление осадочного вещества перемещалось на 3000 м ниже современного и происходило в области, столь удаленной от мест поступления главной части осадочного вещества из рек? Главная причина — в изменении уровня океана в геологическом прошлом.

Сводка данных об изменениях уровня океана в прошлом дана Р. Фейрбриджем [Fairbridge, 1961]. Исследования по этому вопросу связаны с именами многих крупных геологов [Suess, 1906; Grabau, 1940; Umbgrove, 1942; Kuenen, 1954, 1955; Яншин, 1973; Найдин, 1976; Sleep, 1976; Ясманов, 1977; Tissot, 1979; Worsley, Davies, 1979; и др.]. Необходимо подчеркнуть, что большинство геологов оперировали понятиями трансгрессии и регрессии, а не подъема и опускания уровня Мирового океана. В настоящее время впервые удалось с помощью геофизики и бурения получить данные об эвстатических изменениях уровня в глобальном масштабе.

Сейсмостратиграфия — новое направление исследований, основанное на геологической интерпретации данных непрерывного сейсмического профилирования. Сейсмические отражения возникают в толще пород на границах слоев с разными физическими свойствами (отличающимися по плотности и скорости звука), а также на несогласиях в осадочной толще. Поскольку в морях и океанах залегание осадочной толщи обычно нормальное, т.е. снизу залегают более древние и уплотненные слои, а сверху — более молодые, то, прослеживая на большие расстояния положение границ между слоями, после их датировки можно выявлять последовательности смен этих слоев в местах с трансгрессивным и регрессивным налеганием. На основе сейсмических исследований в сопоставлении с многочисленными данными бурения на нефть в прибрежных районах океана и на шельфе удалось установить, что главные изменения уровня океана в геологическом прошлом происходили одновременно в разных частях Земли. В настоящее время [Vail et al., 1977; Vail, Hardenbol, 1979] методом сейсмостратигра-

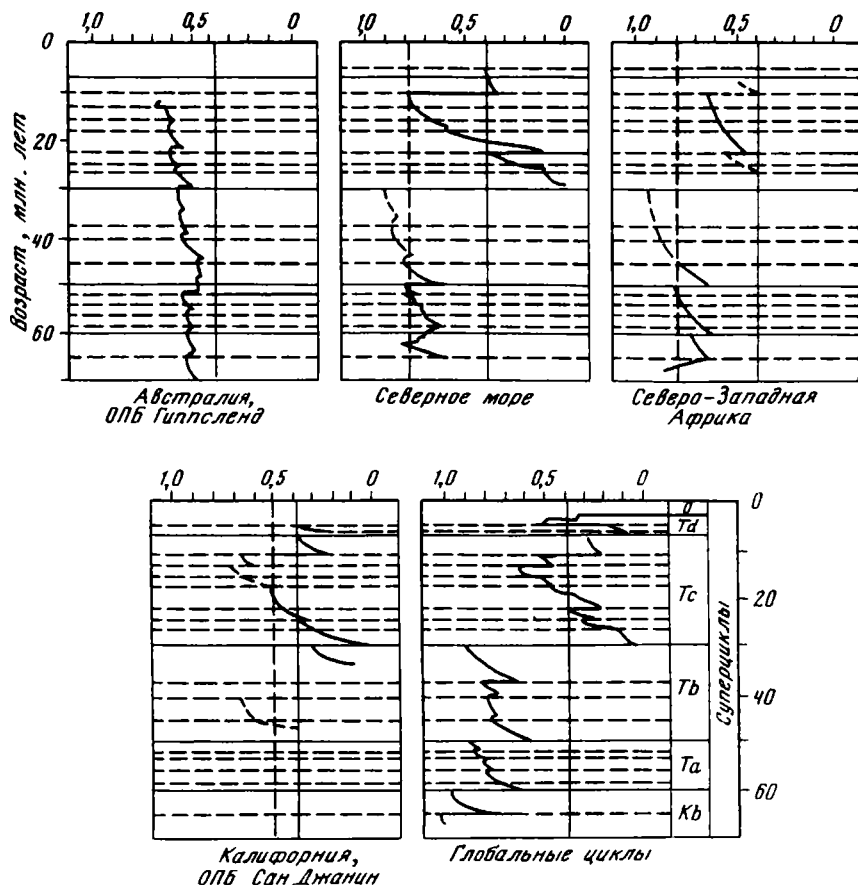


Р и с. 12. Кривая глобальных изменений уровня океана для фанерозоя (по: [Vail et al., 1977])

фии изучены колебания уровня океана на 47 разрезах с привязкой к кернам бурения и к другим геологическим данным (рис. 12).

Глобальные изменения уровня океана не обязательно совпадают с трансгрессиями и регрессиями на конкретных разрезах. Трансгрессии и регрессии часто бывают связаны с местными тектоническими движениями, изостатическим прогибанием под весом осадков. Нередко они бывают вызваны и местными изменениями уровня, когда водоем отклоняется от Мирового океана (например, снижение уровня Средиземного и Черного морей при их отклонении от Мирового океана в мессинское время). Поэтому конкретные разрезы показывают локальные трансгрессии и регрессии, которые затем учитываются, и в конечном счете удается получить картину глобальных (а не местных) изменений уровня океана. Естественно, что наиболее надежные данные могут быть получены по наиболее устойчивым древним докембрийским щитам, по их частям, не подвергавшимся оледенению и значительному смыву материала. Идеальными будут части материковых щитов, расположенные в аридных зонах (положение главных аридных зон сохраняется по крайней мере с юры), где перемещения крупных масс осадочного вещества крайне редки.

На рис. 13 показаны принципы установления глобальных смещений уровня океана на основе нескольких конкретных разрезов из разных частей Земли. При сопоставлении кривых видна существенная разница, но тем не менее коррелируются возраст и продолжительность циклов,



Р и с. 13. Сопоставление кривых изменения уровня океана для разных частей Земли (по: [Vail, Mitchum, Thompson, 1977]). Шкала относительная (0–1,0). Вертикальная сплошная линия – современный уровень, штриховая – максимальное изменение уровня. ОПБ – осадочнопородный бассейн

их направленность. Главный принцип корреляции – определение моментов падения уровня. На всех четырех разрезах такое падение уровня отмечается 10,8 млн. лет назад. Это главное несогласие для всех регионов. Другое падение – 30 млн. лет назад – выявляется также для всех регионов, а 49 и 60 млн. лет – только для трех, где эти отложения выявлены.

После корреляции этих главных циклов проводится контроль возрастного положения слоев методами стратиграфии (по скважинам или в разрезах) [Loutit, Kennett, 1981]. Следует учесть разрешающую способность сейсмических методов – в ряде мест мощность слоев, устанавливаемая обычными методами стратиграфии, столь незначительна, что они не выявляются (не разрешаются) на сейсмозаписях.

Следующая стадия – определение амплитуды изменений уровня, учитывая сложный характер кривых. Анализ проводят методами выделения полезного сигнала на фоне помех: сначала выявляют самые крупные изменения, а затем изменения более мелкого порядка. В конечном счете удастся

получить глобальную кривую изменений уровня с относительными значениями амплитуд этих изменений. Чтобы привязать их к конкретным значениям подъемов и снижений уровня океана в метрах, нужно преодолеть немало трудностей. Предложена относительная шкала: подъем уровня в меловое время (65 млн. лет назад — максимальный из известных) принят за 1,0, а самый нижний уровень (олигоцен, 30 млн. лет) обозначается 0,0. Такая относительная система калибровки удобна для сейсмических исследований, но для наших целей необходима калибровка шкалы в метрах.

Для калибровки относительной шкалы необходимо использовать определения, сделанные независимыми методами. Как показали исследования по тектонике плит, уровень Мирового океана меняется в соответствии с изменениями скорости спрединга [Pitman, 1978, 1979; Rona, 1973a, b; Rona, Wise, 1974]. При высоких скоростях расширения дна срединные хребты становятся шире и выше, т.е. происходит вытеснение воды, уровень океана поднимается. О скоростях расширения начиная с поздней юры можно судить по магнитным аномалиям (скорость определяется делением расстояния между соседними аномалиями на их возраст). Одно из последних построений принадлежит В. Питману [Pitman, 1978], его данные нанесены на рис. 14. Кривые, полученные на основе таких подсчетов, дают возможность калибровать положение уровня океана от мела до современности. Видно, что ход кривой изменений уровня совпадает со средней линией изменений по сейсмопрофилированию, однако реальная форма последней кривой намного сложнее, чем расчетной. Здесь отмечаются отклонения как с плюсом, так и с минусом, что естественно благодаря исключительно сложным связям факторов, которые вызывают изменение уровня Мирового океана.

Таким образом, удалось калибровать (с учетом также и других данных) кривую относительных изменений уровня до 65 млн. лет назад (рис. 15), а учитывая количественные связи между различными циклами — до 185 млн. лет назад, т.е. для всего времени, которому соответствуют океанские отложения (для юры и мела циклы третьего порядка не показаны). Работами в областях развития континентальной коры (шельфы и материковые склоны, а также прибрежные участки континентов) удалось построить менее надежную шкалу изменений уровня океана для всего фанерозоя.

Из сопоставления этих кривых следует, что на них могут выделяться циклы разного порядка. Самые крупные циклы — продолжительностью 200–300 млн. лет — циклы первого порядка; циклы второго порядка (суперциклы) средней продолжительности — 10–80 млн. лет. Выделяются два цикла первого порядка, 14 — второго и 80 — третьего. Разработана номенклатура циклов разного порядка, которая показана на рисунках. Подъем уровня во всех циклах идет очень постепенно, снижение — очень быстро, почти мгновенно.

Изменения уровня океана от кембрия до раннего триаса пока еще документированы недостаточно. Надежно датированы более поздние циклы; также надежно выделяются циклы второго и третьего порядков, но калибровка этих относительных изменений пока ограничена небольшим количеством точек. В конце кампанского времени уровень океана достиг своего максимума +350 м. Минимальные значения уровня были в ранней юре (–150 м), среднем олигоцене (–200 м) и в позднем миоцене (–180 м).

Таким образом, с юрского времени в океане имели место изменения уровня от +350 до –200 м, т.е. на 550 м. Снижение уровня океана на 200–250 м соответствует внешней кромке шельфа; таким образом, при низком стоянии уровня океана базис эрозии первого глобального уровня лавинной седиментации оказывается за пределами шельфа, весь осадочный материал

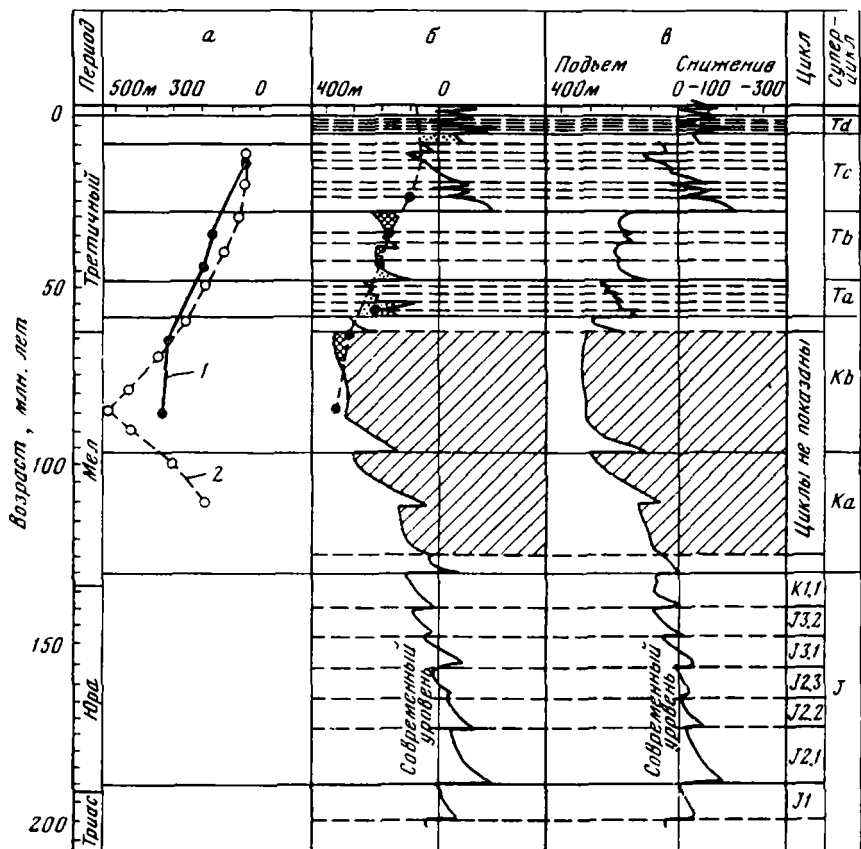


Рис. 14. Изменение уровня океана для последних 200 млн. лет [Vail, Mitchum, Thompson, 1977]:

а — подъем уровня океана по данным изменений скорости спрединга: 1 — по: [Pitman, 1978], 2 — по: [Hays, Pitman, 1973]; б — сопоставление кривой, построенной по данным сеймостратиграфии, с кривой В. Питмана [Pitman, 1978]; в — кривая глобальных изменений уровня (заштрихована часть кривой, для которой детали пока не опубликованы)

сбрасывается на второй глобальный уровень, т.е. к основанию материкового склона. Мало того, колоссальные скопления осадочного материала в осадочнопородных бассейнах устьев рек (т.е. на первом уровне) оказывались при этом приподнятыми на 200–250 м над новым базисом эрозии, что вызывало быстрый размыв рыхлых обводненных отложений, а частью и их стекание с первого уровня на второй. Следовательно, время регрессий — это время перемещения главной части осадочного материала с первого уровня на второй, а на активных окраинах, где второй уровень не выражен, — перемещения на третий уровень. Главные черты эволюции осадочного материала в поясах лавинной седиментации связаны с изменениями уровня океана, с изменением базиса эрозии в истории Земли.

Одна из вероятных причин крупных понижений уровня океана — процессы обдукции, т.е. надвигания плит с выходом на континент в виде гигантских чешуй — частей плит, ранее вытеснявших воду в океане. По закону

может быть мобилизация воды при образовании ледников и ее поступление при таянии. Скорость этих изменений очень велика — до 10 м/1000 лет (10 000 Б). Однако цикличность изменений уровня океана с наступлением оледенений существенно не меняется. Следовательно, причина этих изменений иная, хотя оледенения существенно влияют на колебания уровня второго и третьего порядков. Главная причина, как указывалось, — изменение объема срединных хребтов, а также перестройка системы организации плит (длина активных хребтов, возникновение подводных вулканических хребтов и вулканов и т.д.).

Значительно труднее объяснить резкое падение уровня, сменяющего трансгрессии. Складывается впечатление, что оно связано с достижением некоторого критического уровня — барьера, после которого вода поступает в крупные водоемы, что приводит к быстрому снижению уровня. Примером тому могут быть условия образования мессинских эвапоритов с почти полным удалением воды из Средиземного и Черного морей. При трансгрессии, последовавшей за этим событием, после достижения глубины Палео-Гибралтара воды океана вновь заполнили колоссальные впадины, что вызвало резкое снижение уровня океана. Объем Средиземного моря — 3,754, Черного — 0,537, всего — 4,3 млн. км³. Их заполнение требует снижения уровня океана на 12,6 м, т.е. для снижения уровня на 100–120 м необходимы котловины в 10 раз большие.

Рамки статьи не позволяют затронуть лавинную седиментацию иных типов — биогенную, вулканогенную и хемогенную, а также лавинную седиментацию терригенную, происходящую на континентах (межгорные впадины, озерно-болотные отложения и др.).

Хотелось бы отметить, что новое понятие лавинной седиментации не подменяет седиментации в устьевых зонах, на шельфе и у основания материкового склона. Лавинная седиментация встречается только на отдельных участках этих областей, где очень высоки ее скорости, что и приводит к возникновению автономных осадочно-породных бассейнов, т.е. это седиментация высоких скоростей, создающих особые условия, особые осадочные образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Брод И.О. Об основном условии нефтегазоаккумуляции. — Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 6, с. 595–598.
- Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 137–142.
- Вассоевич Н.Б., Архипов А.Я., Бурлин Ю.К. Нефтегазоносный бассейн — основной элемент нефтегеохимического районирования крупных территорий. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 5, с. 13–25.
- Вассоевич Н.Б., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: СВКНИИ, 1974, с. 37–38.
- Вассоевич Н.Б., Геодекян А.А., Зорькин Л.М. и др. Нефтегазоносные осадочные бассейны. — В кн.: Горючие ископаемые: Проблемы геологии и геохимии нефтедоб. М.: Наука, 1972, с. 14–24.
- Вейцман П.С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 9, с. 13–30.
- Яноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П. Микроэлементы. — В кн.: Химия вод океана. М.: Наука, 1979, с. 337–375.
- Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высш. школа, 1971. 367 с.
- Левин Л.Э., Вирта А.Н., Зорина Ю.Г. О некоторых вероятных взаимосвязях тектоники и нефтегазоносности в пределах дальневосточных морей: Японского, Охотского, Берингова. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 6, с. 5–25.

- Левин Л.Э., Хаин В.Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 34–39.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
- Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, т. 11, № 6, с. 957–968.
- Лисицын А.П. Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1973, т. 13, № 2, с. 268–279.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 114–129.
- Лисицын А.П. Биогенная седиментация и зональность. — Литология и полез. ископаемые, 1977а, № 1, с. 3–24.
- Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1977б, № 6, с. 3–22.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 391 с.
- Лисицын А.П. Общие закономерности строения осадочной толщи в океанах. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980а, с. 36–104.
- Лисицын А.П. История терригенной седиментации в океане. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980б, с. 172–192.
- Лисицын А.П. История вулканизма океанов. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980в, с. 278–320.
- Лисицын А.П., Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н. и др. Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. 239 с.
- Найдин Д.П. Эпейрогенез и эвстазия. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 2, с. 3–16.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 1. 534 с.; 1956, т. 2. 393 с.
- Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Применение сейсмо-акустических радиобуев для изучения строения земной коры в Индийском океане. — Океанология, 1963, т. 3, № 1, с. 76–87.
- Нестеров И.И., Кулахметов Н.Х., Потеряева В.В. Некоторые особенности осадконакопления и их влияние на нефтегазоносность седиментационных бассейнов. — В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977. 238 с.
- Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Полдверарт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во Иностран. лит., 1957, с. 130–158.
- Самойлов И.В. Устья рек. М.: Гидрометеиздат, 1952. 527 с.
- Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 243 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геологии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976а. 298 с.
- Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. — Литология и полез. ископаемые, 1976б, № 6, с. 3–30.
- Страхов Н.М. Две схемы глобального литогенеза и их методология. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 5–20.
- Страхов Н.М. К познанию терригенной седиментации в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16–38.
- Талевани М., Эдхольм О. Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 49–66.
- Хюсне Р. фон. Осадки современных глубоководных желобов. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 232–239.
- Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 192–207.
- Яниш А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9–44.
- Ясаманов Н.А. К вопросу об определении глубины древних морских бассейнов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. 125–153.
- Antone J., Pyle T.E. Crustal studies in the Gulf of Mexico. — Tectonophysics, 1970, vol. 10, p. 477–494.

- Bunce E.T., Fahlquist D.A. Geophysical investigations of the Puerto Trench and outer ridge. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 10, p. 3955–3972.
- Brown L.F., Fisher W.L. Seismic-Stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil Rift and Pull-Apart Basins. — In: *Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa (Okla), 1977, p. 36–52.
- Clark S.P., Jäger E. Denudation rate in the Alps from geohronologic and heat flow data. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, p. 1143–1160.
- Curry J.R., Moore D.G. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation of Himalayas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 563–572.
- Damuth J.E., Kumar N. Amazon Cone: morphology, sediments, age and growth. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 863–878.
- Edwards M.B. Upper Wilcox Rosita delta system of South Texas: growth-faulted self-edge deltas. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, vol. 65, p. 54–73.
- Emery K.O. Some stages in the development of knowledge of the Atlantic coast of the United States. — In: *Progress in oceanography*. N.Y.: L.: J. Wiley, 1967, vol. 4, p. 307–322.
- Evamy B.D., Haremboure J., Kamerling P. et al. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 1, p. 1–39.
- Ewing M., Ludwig W., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 18, p. 4593–4600.
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. — In: *Physics and chemistry of the Earth*. L.: Pergamon press, 1961, vol. 4, p. 99–185.
- Grabau A.W. The rhythm of the ages. Peking: Henry Vetch Publ., 1940. 56 p.
- Hays J.D., Pitman W.C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. — Nature, 1973, vol. 246, p. 18–22.
- Kuenen Ph.H. Causes of eustatic movements. — In: *Proc. 6th Pacif. Sci. Congr. Berkeley: Univ. Cal. press*, 1940, vol. 2, p. 833–837.
- Kuenen Ph.H. Eustatic changes of sea-level. — Geol. en mijnbouw, 1954, vol. 16, p. 148–155.
- Kuenen Ph.H. Sea level and crustal warping; crust of the earth: A symposium. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66.
- Loutit T.S., Kennett J.P. Australian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. — Oceanol. acta, 1981, Spec. Publ., p. 45–63.
- Menard H.W., Smith S.M., Pratt R.M. The Rhona deep-sea fan. — In: *Submarine geology and geophysics*. L.: Butterworths, 1965, p. 271–284.
- Mutti E. Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines. — In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. N.Y., 1974, p. 92–105.
- Mutti E. Turbidite facies and facies associations. — In: *Examples of turbidite facies and associations from selected formations of the northern Apennines*. Nice, 1975, p. 21–36.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. — *Memor. Soc. geol. Ital.*, 1972, t. 11, p. 161–199.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. Nice, 1975. 120 p.
- Nelson C.H., Mutti E., Ricci Lucchi F. Comparison of proximal and distal thin-bedded turbidites with current-winnowed deep sea sands. — In: *Proc. 10th Intern. Congr. of the Sedimentology*. Nice, 1975 vol. 5, p. 317–325.
- Normark W.R., Piper D.J.W. Deep-sea fan-valleys past and present. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 9, p. 1859–1866.
- Normark W.R., Piper D.J.W. Sediments and growth pattern of Navy deep-sea fan, San Clemente basin, California borderland. — J. Geol., 1972, vol. 80, p. 198–223.
- Pitman W.C. Relation between sea level change and stratigraphic sequences. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, p. 1389–1403.
- Pitman W.C. The effect sea level changes on stratigraphic sequences at Atlantic margins. — *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 29, p. 453–460.
- Rizzini A., Vezzani F., Cococcetta V., Milad G. Stratigraphy and sedimentation of a Neogene-Quaternary section in the Nile delta area (ARE). — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 24, p. 327–348.
- Rona P.A. Worldwide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973a, vol. 244, p. 25–26.
- Rona P.A. Relations between rates of sediments accumulation of continental shelves, sea-floor spreading and eustasy inferred from the central North Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973b, vol. 84, N 9, p. 2851–2872.
- Rona P.A., Wise D.U. Symposium: global sea level and plate tectonics through time. — *Geology*, 1974, vol. 2, p. 133–134.
- Ross D., Shor G.G. Reflection profiles across the Middle American Trench. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 22, p. 5551–5572.
- Sholkovitz E.R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 831–845.

- Sholkovitz E.R., Boyle E.A., Price N.B.* The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, p. 130–136.
- Sleep N.H.* Platform subsidence mechanisms and "eustatic" sea-level change. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 36, p. 45–56.
- Stanley D.J., Maldonado A.* Nile cone: late Quaternary Stratigraphy and Sediment dispersal. — *Nature. Phys. Sci.*, 1977, vol. 266, p. 125–135.
- Stuart C.J., Caughey C.A.* Seismic facies and sedimentology of terrigenous Pleistocene deposits in Northwest and Central Gulf of Mexico. — In: *Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa (Okla), 1977.
- Suess E.* The face of the earth. Oxford: Clarendon press. 1906, vol. 2. 556 p.
- Tissot B.* Effects of prolific petroleum source rock and major coal deposits caused by sea-level changes. — *Nature. Phys. Sci.*, 1979, vol. 277, p. 463–465.
- Umbgrove J.H.* The pulse of the Earth. Hague: Nijhoff, 1942. 179 p.
- Vail P.R., Hardenbol J.* Sea-level change during the Tertiary. — *Oceanus*, 1979, vol. 22, p. 71–79.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S.* Global cycles of relative changes of sea level. — In: *Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa (Okla), 1977, p. 160–183.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G.* et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level (part I–IX). — In: *Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa (Okla), 1977.
- Worsley T.R., Davies T.A.* Sea level fluctuations and deep-sea sedimentation rates. — *Science*, 1979, vol. 203, p. 455–456.

УДК 551.461.8

П.П. ТИМОФЕЕВ, Н.В. РЕНГАРТЕН, В.В. ЕРЕМЕЕВ

ПРИМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО МЕТОДА К ИЗУЧЕНИЮ ОСАДКОВ ОКЕАНА

В Геологическом институте АН СССР имеется несколько рабочих групп, которые в разных направлениях ведут исследования океанических осадочных отложений и базальтовых пород. В частности, литологическая группа занимается общими вопросами литологии и геологии всей надбазальтовой осадочной толщи океана широкого возрастного диапазона (от поздней юры до плейстоцена включительно). Литологическая группа функционирует с 1973 г. За этот период были изучены керновые материалы глубоководного бурения, полученные экспедицией на судне "Гломар Челленджер" в ходе рейсов: 38, 41, 48, 49 (Северная Атлантика) и 54, 62, 63, 65 (Тихий океан).

Цель исследований литологической группы заключалась в следующем:

1) составить на основании изучения текстурно-структурных особенностей и вещественного состава пород, слагающих надбазальтовую осадочную толщу океанов, представление о фациальных условиях образования исходных осадков, породивших эти породы;

2) выявить литологические и фациально-минералогические критерии расчленения и сопоставления разрезов осадочной толщи в пределах изученных участков океанической акватории;

3) наметить основные исторические этапы формирования осадочной толщи конкретных областей океана и подчеркнуть общие закономерности истории мезозойско-кайнозойского литогенеза Северной Атлантики и прикалифорнийской части (главным образом) Тихого океана;

4) принять участие с литологическими позициями в освещении некоторых вопросов общей геологии океана: а) выявление в осадочной толще конкретных районов акватории следов бывших вспышек вулканической деятельности.

ности и гидротермальных проявлений; б) рассмотрение вопросов тектонического палеорежима конкретных районов океана при формировании там осадочной толщи.

В основу работ был положен метод литолого-фациального анализа разрезов осадочной толщи в сочетании с детальными минералогическими исследованиями. Как известно, этот метод, внедренный в угольную геологию Ю.А. Жемчужниковым, теперь успешно развивается и совершенствуется П.П. Тимофеевым при изучении геологических объектов разного возраста и разного генезиса.

Не будем останавливаться на сущности литолого-фациального метода — она широко известна. Напомним только следующее важное обстоятельство. Каждая порода характеризуется двумя основными группами признаков. Одна группа объединяет так называемые первичные или генетические признаки, унаследованные ею от исходных осадков. Эта группа позволяет воссоздать фациальные условия осадконакопления (и начальной стадии диагенеза). Закономерная смена генетических признаков пород по разрезу рисует картину изменений условий накопления осадков во времени на данном участке области седиментации. Другая группа признаков — вторичных, постседиментационных — отражает процессы преобразования пород на разных стадиях эпигенеза и при воздействии на них разных внешних факторов. Следовательно, смена вторичных признаков пород по разрезу осадочной толщи говорит о геологической истории формирования толщи.

Заметим, что американские геологи при описании разрезов осадочных отложений, вскрываемых глубоководным бурением, расчленяют эти разрезы на так называемые серии (units), опираясь на все (без разделения) признаки, характеризующие породу. Поэтому генетически единые, но по-разному постседиментационно преобразованные породы могут попасть в разные серии, а породы, разные по типу исходных осадков, но в одинаковой степени измененные вторичными процессами, могут быть объединены в одних сериях. Расчленение разрезов на серии, безусловно, помогает ближней корреляции разрезов, но ограничивает возможности выявления истории изменений фациальной обстановки осадконакопления, палеогеографических построений и т.д.

На современных (подчеркиваем, современных) больших глубинах океана (2300—3800 м) надбазальтовая осадочная толща может быть представлена литологически разнообразными породами, иметь в разрезах очень разное фациальное строение, разную возрастную характеристику и весьма различные мощности стратиграфических горизонтов. Высокая тектоническая, а местами и вулканическая активность океанической коры, морфологически сложный рельеф дна (даже глубоководных частей океана), обилие разнообразных по силе и направленности наддонных течений — все это в совокупности обуславливает и обуславливало в прошлом непростую картину образования и накопления осадков, картину формирования осадочного чехла в океане.

Прежде всего коснемся основных литологических разностей пород изученных разрезов, а точнее — генетических и фациальных типов исходных для них осадков.

Наиболее распространенными являются биогенные илы: то преимущественно карбонатные ($70-99\% \text{CaCO}_3$), то преимущественно кремнеземистые — диатомово-радиоляриевые, спонголитовые и т.д. Далее, по степени распространенности следуют: органогенно-глинистые, глинисто-алевритовые, алеврито-песчаные, гравийно-галечные отложения. Сразу заметим, что среди кластогенного материала обломочных осадков разли-

чается автохтонный, сугубо местный, и аллохтонный, терригенный, принесенный с континента. Значительную роль в некоторых разрезах играют породы, генетически связанные с осадками, накопление которых было обусловлено синхронной вулканической деятельностью в соответствующих областях океана или на материковой суше: лито-кристалло- и витро-кластические туфы (в разной степени разубоженные биогенным или глинисто-детритным материалом), а также кремнисто-цеолито-монтмориллонитовые (иногда с сидеритом) аутигенные образования. Особенного внимания заслуживают так называемые "черные сланцы" — глинисто-радиоляриевые и глинисто-алевритовые осадки со значительным содержанием органического углерода в виде гумусового и сапропелевого вещества.

При изучении разрезов мы попытались найти в близких по генезису осадках общие черты, уточняющие в деталях фациальные условия седиментации в конкретных участках акватории, т.е. объединить такие осадки в фации. Закономерности взаимосвязей фаций позволили обобщить фации в более крупные генетические категории — макрофации. Каждая макрофация отражает основные особенности обстановки осадконакопления в более общих чертах, но уже в региональном плане. В макрофации запечатлены те общие условия накопления осадков, которые удерживались постоянными в течение относительно длительного времени и на сравнительно обширной области аккумуляции.

На изученных нами участках океанов при мезозойско-кайнозойском седиментогенезе могли существовать следующие основные обстановки осадконакопления или макрофации (там, где сейчас глубины 2000—3800 м) :

1) зоны абсолютного глубоководья (глубже 4000 м) — тонкоотмученные глинны с распыленными гидроокислами железа, иногда примесь мельчайших частиц вулканического стекла (обычно кислого) ;

2) зоны глубоководья (2500—4000 м) — органогенные, наннофораминиферовые или фораминиферо-нанновые (кокколитовые) илы, иногда примесь органогенного кремнезема;

3) зоны относительного глубоководья (1700—2500 м) — биогенные (смешанного состава) и глинисто-биогенные илы с прослоями отдаленных турбидитов (песчано-алеврито-глинистых), осадки обычно биотурбированы;

4) относительное мелководье (500—1700 м) — биогенно-глинисто-алевритовые осадки, сильно биотурбированные, иногда с прослоями турбидитов;

5) мелководье (океаническое и морское — 0—500 м) : а) мелководье, удаленное от берега (300—500 м) — органогенно-обломочные (из остатков иглокожих, мшанок, моллюсков и др.), оолитовые и микрокомковатые известковистые илы; б) подвижное мелководье, прибрежные участки (до 300 м); в) подводная дельта — сугубо терригенные глинисто-алеврито-песчаные осадки и гравелиты с обилием растительного детрита и гумусового коллоида, обломочный материал — полимиктовый.

Смена разных обстановок седиментации во времени дает представление об истории формирования осадочной толщи в целом, а следовательно, и освещает некоторые вопросы геологического развития соответствующих районов океанической акватории.

Особенно интересен в этом отношении район Северной Атлантики — юг Норвежского моря, подводное плато Роколл, Бискайский залив с современными глубинами 1200—4399 м. Именно здесь в разрезах осадочной толщи наряду с осадками относительного глубоководья и глубоко-

вода присутствуют явно мелководные осадки — прибрежных частей бассейна, подводной дельты.

Осадки мелководья и даже заболоченного побережья были обнаружены нами в разрезах нижнего эоцена на юге Норвежского моря¹, где они залегают непосредственно на красноцветной коре выветривания базальтов. Эти осадки представлены сильно гумусированными (местами — с гнездами гипса) алевроитовыми глинами. В отдельных прослоях глины обнаруживают реликты комковатой текстуры болотных почв. При изучении керн скважин из участка плато Рокколл выяснилось, что там, где глубины океана сейчас достигают 2300 м, в раннем эоцене была дельтовая обстановка седиментации, т.е. явно прибрежная. К дельтовым осадкам, по нашим данным, относятся гравийно-галечные и песчано-алеврито-глинистые отложения. Все они полимиктовые, изобилуют гумусовым веществом. Среди обломочного материала большую роль играют продукты дезинтеграции метаморфических биотитовых сланцев, кроме которых отмечаются: обломки гранитов, эпидиоровых сланцев, осадочных пород, базальтов и других эффузивов. Гумусовое вещество поступало с недалекой суши в виде растительного детрита и коллоидного раствора. Оно обладало высокой реакционной способностью, которая активно проявлялась на первых стадиях диагенеза осадков. Например, при частичном окислении органического вещества в иловых водах повышалось парциальное давление углекислоты и из осадков почти полностью исчезали органические карбонаты.

В разрезах осадочной толщи района Бискайского залива, доступных для изучения, отчетливые признаки мелководья присущи отложениям апт-альбского возраста. Они богаты аллохтонным и автохтонным гумусовым материалом, включают прослой сингенетических доломитов и т.д.

Таким образом, наши наблюдения позволяют сделать следующее заключение. На большей части Северной Атлантики, по существу, только со среднего эоцена установились глубоководные океанические условия седиментации, близкие к современным, т.е. господство глубин в 2—3 км и широкое развитие биогенных илистых осадков. Только на северо-востоке Атлантики, на участке Бискайского залива, абиссаль сформировалась раньше, уже в конце мела — в кампане, маастрихте.

Совсем по-иному развивались события в центральной части Тихого океана, на участке западного склона гор Маркус-Неккер. Скважина 463 (рейс 62) была заложена на глубине 2525 м и прошла по осадочным породам 820 м, не дойдя до базальта, и вскрыла отложения, возраст которых баррем—плейстоцен. Бросается в глаза, что за все кайнозойское время здесь накопилось ничтожное количество осадков (биогенных наннофораминиферовых илов) мощностью около 55 м. Почти весь разрез (765 м) сложен меловыми осадками и стратиграфически довольно полно представлен, хотя и констатируются следы небольших перерывов.

Барремская серия отложений, характеризующаяся переслаиванием литологически и генетически весьма различных пород, вызывает большой интерес у исследователей, по-разному трактующих обстановку накопления исходных осадков. В этой серии чередуются: 1) кластогенные карбонатные породы (брекчии), содержащие обломки оолитовых, органогенно-детритовых, микрокомковатых известняков, остатков иглокожих, мш-

¹ См.: Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Боголюбова Л.И., Дриц В.А. Литолого-минералогическое описание разреза осадочных отложений по скв. 336. — В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломара Челленджера": Литология и петрография. М.: Наука, 1979, с. 11—30.

нок, моллюсков и др.; 2) биогенные пелитоморфные известняки со скелетными остатками радиолярий и реликтами кокколитов.

Мы полагаем, что биогенные наннордиоляриевые илы накапливались в относительно глубоководной зоне океана, но эта зона примыкала к периферической части островного шельфа. В силу, вероятно, тектонических причин периодически происходило смещение границ этих зон. В результате биогенные карбонатно-кремнистые осадки перемежались с известково-обломочными, брекчиевидными. Судя по составу кластогенного материала брекчий, источником питания служили мелководные оолитовые, органогенно-обломочные и другие известняки. К моменту размыва эти известняки были уже сильно уплотнены, частично перекристаллизованы, а местами и окремнены. Общеизвестно, что присутствие в центральных частях океанов мелководных осадков может обуславливаться существованием там островов. Обломочный материал барремских брекчий поступал в область седиментации с помощью густых, пастообразных потоков. Возможно, эти потоки растекались по периферии шельфа.

Наконец, большим своеобразием отличается осадочная толща, которая вскрыта бурением в прикалифорнийской части Тихого океана: на западном крае Южно-Калифорнийского бордерленда, плато Ривер (рейс 63, скв. 463—467) и в устье Калифорнийского залива (рейс 65, скв. 482—485). Близость континента обуславливала и обуславливает теперь привнос (даже в относительно глубоководные зоны океана) терригенного, в основном алеврито-глинистого материала, который сильно разбавлял биогенные (наннофораминиферовый и диатомовый) илы. Из-за интенсивных дифференцированных тектонических движений, проявлявшихся при накоплении осадочной толщи и после ее образования, эта толща оказалась весьма неоднородной, а поэтому ее конкретные разрезы трудно сопоставимы. В них наблюдается большое разнообразие литологического состава, стратиграфического строения и т.д. В большинстве разрезов миоцен-плейстоценовую толщу подстилают базальты. Интересно подчеркнуть, что, по данным экспедиции "Гломара Челленджера", базальты разновозрастные. В северной части района (скв. 469) базальты датируются ранним миоценом, южнее (скв. 470, 471) — средним миоценом, а еще южнее (скв. 472, 473) — поздним миоценом. Возможно, что базальтовые потоки шли с юга или юго-востока и каждый раз границы их распространения сокращались.

Как известно, в глубоководных зонах океана, где накапливается преимущественно биогенный материал, тяжелая фракция редко бывает выразительной. В большинстве случаев в ней отчетливо проявляется только пирокластическая примесь (пироксена, амфибола, стекла). Но, возвращаясь к рассмотренным сейчас отложениям прикалифорнийской части Тихого океана, остановим внимание на разрезе скв. 467. Состав тяжелых минералов алевритовой размерности закономерно меняется по разрезу, оттеняя этим нюансы тектонического режима, синхронного накоплению толщи. Осадконакопление шло здесь на фоне постоянного углубления области аккумуляции. В начале среднемиоценового времени седиментация осуществлялась в условиях мелководья, вблизи плоского, заболоченного побережья. Теплый и влажный климат обуславливал развитие пышной растительности в поверхностных водах океана и обеспечивал поступление в осадки глинистых и гумусовых коллоидов. Обломочный материал, сносившийся с суши, был многократно переотложен, в тяжелой фракции преобладали магнетит, циркон, редко попадались гранат и хромовая шпинель. В конце среднего миоцена произошла вспышка вулканической деятельности (вероятно, на суше — извержения дацитовой маг-

мы) и в осадках океана стал доминировать пирокластический материал. Начиная с позднего миоцена восстановилась нормально-осадочная седиментация, но уже в более глубоководной зоне. Важные геологические события произошли в первой половине раннего плиоцена. Интенсивные тектонические движения обусловили появление нового источника сноса обломочного материала, который стал снабжать осадки продуктами дезинтеграции глаукофановых и других метаморфических пород. Тяжелая фракция обогатилась зернами щелочной роговой обманки (30%) и минералов группы эпидота. Возможно, новый источник сноса располагался в относительной близости от области накопления. Обломочные зерна роговой обманки и эпидота здесь обычно крупнее магнетитовых и других зерен. В плейстоценовый период осадконакопление происходило в еще более глубоководной зоне, в составе источников размыва глаукофановые сланцы перестали играть заметную роль. Из тяжелой фракции почти исчезли обломки глаукофановых зерен, и преобладающими стали зерна обыкновенной роговой обманки.

На участке современного устья Калифорнийского залива, где глубины составляют 2100–3000 м, в ходе рейса было пробурено четыре скважины (с максимальной глубиной 3310 м). Разрез делится на три части. Нижняя часть (плиоценовая) — пиллоу-лавы, перемежающиеся с массивными базальтами и редкими глинистыми прослоями; средняя (плейстоценовая) — массивные базальты с подчиненными слоями глин и алевроитовых глин; верхняя (плейстоцен-голоценовая) — исключительно осадочные породы: глины и алевроитистые глины с прослоями песчано-алеврито-глинистых турбидитов. Кластический материал — сугубо полимиктовый, много углистого детрита и гумусового коллоида.

Единообразие обломочного материала, детритного глинистого вещества и текстурно-структурных особенностей осадков говорит о том, что в течение всего четвертичного периода здесь не менялся характер источников сноса терригенного материала и гидродинамический режим области осадконакопления отличался постоянством. Это была относительно глубоководная зона океана с постоянно действующими наддонными течениями, которые свободно растекались по плоскому дну. Периодически сюда внедрялись турбидитные потоки (с песчано-алевритовым материалом). Они шли с востока или юго-востока, поэтому в более северных разрезах (скв. 482 и 483) турбидиты встречаются чаще и мощности их достигают 3 м.

Как известно, для океана характерны гидротермальные проявления. Оконтуриваются целые поля активной деятельности газово-жидких эманаций (например, район островов Галапагос). Следы бывших проявлений гидротерм, точнее пневмогидротерм, констатируются и в породах надбазальтовой осадочной толщи любого возраста начиная с мелового.

Мы занимались этим вопросом не специально, а попутно, поскольку в некоторых случаях удавалось уловить в древних породах следы деятельности газово-жидких терм (разной степени интенсивности). Создалось такое общее впечатление: а) пневмогидротермальная деятельность имела в прошлом пульсирующий характер, в разрезах осадочной толщи могут чередоваться породы со следами этой деятельности и без них; б) пневмогидротермы могли проникать или в свежие осадки, т.е. быть синхронными процессу седиментации, или в уже сформировавшиеся породы на постседиментационной стадии их существования; в) характер воздействия пневмогидротерм на осадки или породы был разнообразен, а химический состав терм не отличался постоянством. Это, кстати, подтверждает мысль исследователей о том, что не всегда пневмогидротермы надо относить к дериватам базальтовой магмы.

Приведем несколько конкретных примеров деятельности гидротерм, отраженной в породах надбазальтовой осадочной толщи.

Гидротермы, проявлявшиеся синхронно с осадконакоплением. 1. Центральная часть Тихого океана (скв. 462), апт—альб: глубоководная зона, накапливались нанноррадиоляриевые илы. Под влиянием подтока минерализованных вод образовался аутигенный железистый монтмориллонит, выщелачивался биогенный кремнезем и скелетные остатки радиолярий полностью замещались цеолитом; возникали ромбоздрические кристаллы и агрегаты (кокардовой структуры) железистого карбоната (сидерита).

2. Тихий океан, район островов Галапагос (скв. 427), миоцен: глубоководная зона океана, шло накопление биогенных кокколит-диатомовых осадков, к которым периодически примешивался витрокластический материал. Эпизодически в эти илы проникали активные гидротермы. В последнем случае сильно изменялся осадок: обогащался крупными выделениями калийсодержащего железистого монтмориллонита, в нем появлялся цеолит, выщелачивался кремнезем и частично биогенный карбонат; некоторые раковины фораминифер замещались монтмориллонитом.

3. Устье Калифорнийского залива (скважины рейса 65), плейстоцен: глубоководные илистые отложения. Здесь тепловой эффект от гидротерм отразился очень своеобразно. Как уже упоминалось, эти отложения представлены глинисто-алевритовыми и глинистыми илами (с прослоями отдаленных турбидитов). Одной из особенностей этих осадков является постоянная примесь в них аутигенных образований гипса. Гипс дает агрегаты и хорошо оформленные единичные кристаллы веретенообразной и бочковидной формы и прослеживается по всем разрезам осадочной толщи. Возникновение гипса происходило явно в свежем, податливом осадке; кристаллы получились крупными, частыми (рафинированными).

Нам представляется, что столь необычная "загипсованность" глубоководных океанических илов могла происходить (даже без привноса вещества) при добавочном подогреве иловых вод, из которых путем своеобразного выпаривания выпадал гипс. В изученных нами разрезах скважин рейса 65 выявилось закономерное уменьшение степени "загипсованности" илов в направлении с юго-востока на северо-запад. Очевидно, это было обусловлено соответствующим расположением источников тепловой энергии в данном регионе.

Гидротермы, воздействующие на уже сформировавшиеся осадки (породы). Центральная часть Тихого океана (скв. 462), баррем: серия переслаивания известковых брекчей и пелитоморфных известняков с радиоляриями. В отдельных слоях этих пород бывает выщелочен весь органический кремнезем и скелетные остатки радиолярий полностью замещены кальцитом (монокристаллом). Тут же встречаются тонкие извилистые прожилки (секущие слоистость) кальцита и барита.

* * *

Несмотря на то, что нашими исследованиями охвачено пока очень ограниченное число участков океанической акватории и что осадочные отложения океанов наделены рядом специфических черт, можно сказать, что литолого-фациальный метод изучения осадочных толщ оправдал себя и применительно к изучению океанических отложений. Только в данном случае этот метод требует исключительно тщательного минералогического изучения материала при рассмотрении фациальных особенностей осадков и т.д.

В осадочной толще, перекрывающей базальты, особым образом отражены дифференцированные, блоковые (разной амплитуды) тектонические движения океанической коры. Выявляются признаки движений, синхронных осадконакоплению, и движений, проявлявшихся после накопления толщи осадков.

Всюду на рассмотренных нами участках океана накопление мезозойско-кайнозойской осадочной толщи происходило при постепенном увеличении степени их глубоководности. Но на фоне общего опускания регионов имели место разнообразные блоковые движения (более мелкого масштаба), которые оказывали влияние на ход процесса осадконакопления на каждом конкретном участке акватории.

УДК 551.31:551.74

*Г.А. ЧИХРАДЗЕ, М.А. БЕРИДЗЕ, Э.В. ВАРСИМАШВИЛИ, Г.С. КИКОДЗЕ,
Г.Ш. СИБАШВИЛИ, Н.Г. ЦАБАДЗЕ, И.Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ*

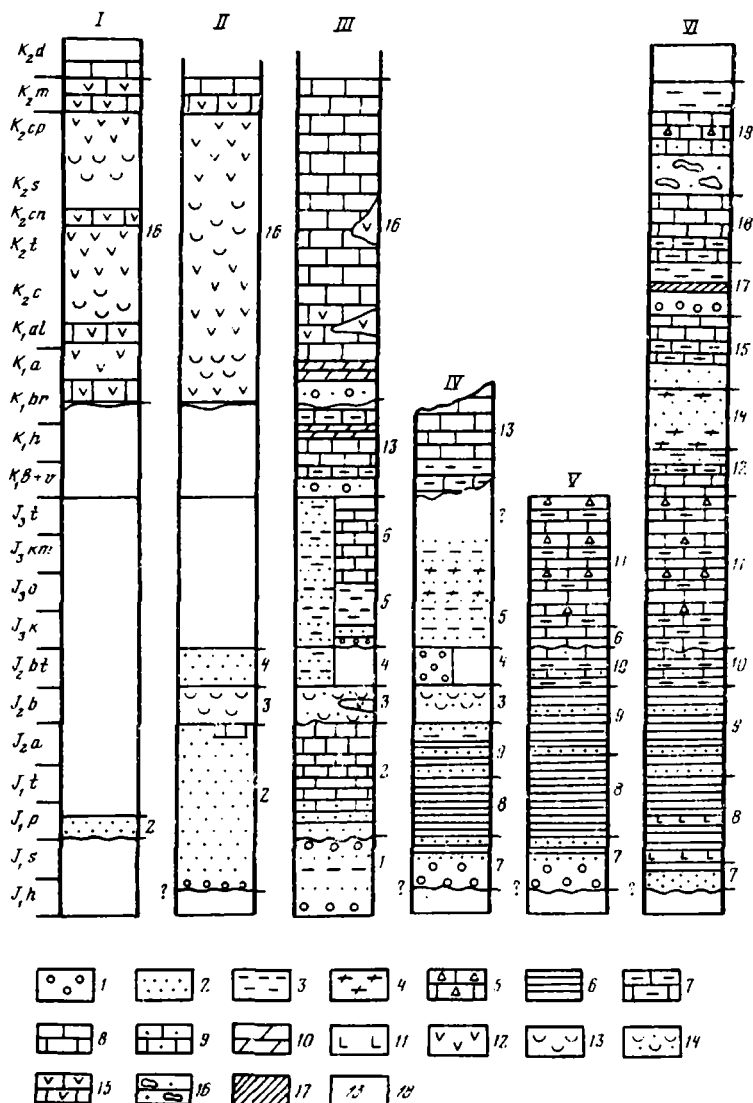
ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ ГРУЗИИ

В юрско-меловых отложениях Грузии на основании ряда диагностических признаков (состав, строение, способ отложения, распространение, палеотектонический режим, диагенез, катагенез и др.) выделены 19 геоконплексов (рис. 1), являющихся индикаторами как обстановок осадконакопления, так и породообразования. Ниже приводится их краткая характеристика.

1. Лимнический глинисто-песчаниково-конгломератовый геоконплекс ($J_1h + s$) состоит из конгломератов, гравелитов, песчаников, риолитовых пирокластитов; встречаются линзы углистых песчаников и огнеупорных глин. Породы сложены неотсортированным обломочным материалом кислых эффузивов и гранитоидов Дзирульского массива. Текстура массивная, линзовидная. Мощность комплекса 120 м; залегает он на палеозойских кристаллических образованиях, перекрывается нижнеюрскими морскими отложениями; развит на Дзирульском массиве; образовался в континентальных условиях.

2. Трансгрессивный песчаниково-известняковый геоконплекс ($J_1s + J_2a$). Его нижняя часть состоит из аркозовых и кварцевых песчаников с линзами конгломератов, а верхняя — из красных органогенных известняков, мергелей, слюдистых песчаников и известковистых туфов. Мощность геоконплекса 100 м; развит на Дзирульском массиве; образовался в прибрежной части мелководного моря.

3. Аргиллито-туфо-тефроидный геоконплекс (J_2b) является составляющей мощной андезито-базальтовой вулканогенной толщи, развитой в Гагрско-Джавской зоне Южного склона Большого Кавказа и в пределах Грузинской глыбы. Главные типы пород геоконплекса — туфы и тефроиды, второстепенные — вулканотерригенные граувакковые и аркозовые песчаники, аргиллиты и изредка их карбонатные разности, являющиеся бассейновыми осадками. Туфы и тефроиды стратифицированы. Для тефроидов характерна ритмичность с вертикальной отсортированностью материала с флишевыми седиментационными структурами (параллельная, конволлютная и косая слоистость, подошвенные флишевые фигуры).



Р и с. 1. Состав юрских осадочных и вулканогенно-осадочных геокомплексов Грузии

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — кластические известняки; 6 — глинистые сланцы; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — песчаные известняки; 10 — доломиты; 11 — спилиты; 12 — эффузивы; 13 — туфы; 14 — тейфроды; 15 — туфогенные известняки; 16 — брекчия-конгломераты; 17 — силициты; 18 — номер геокомплекса. Массивы: I — Храмский, II — Локский, III — Дзирульский; устья: IV — р. Ингури в районе Джвари, V — р. Ингури в районе Местиз, VI — рек Терек и Араги

Мощность геоконплекса в пределах Гагрско-Джавской зоны 1500–3000 м, на Грузинской глыбе – 400–1300 м. Наблюдается латеральный переход к северу в граувакково-алевролит-аргиллитовый флишевый геоконплексы, местами постепенный (Рача), местами резкий (Сванетия). Ниже геоконплексы переходят в песчаниково-известняковый (Грузинская глыба) и граувакково-алевролит-аргиллитовый (Южный склон Большого Кавказа) геоконплексы.

Осадконакопление происходило в морском бассейне в обстановке сложно дифференцированного вулканического подводного рельефа, с поступлением огромного количества свежесброшенного вулканокластического материала, который транспортировался по склонам вулканических сооружений и отлагался суспензионными потоками в депрессионных участках морского бассейна. С ослаблением вулканизма и уменьшением роли ювенильного материала в позднем байосе относительно глубоководная обстановка сменялась сравнительно мелководной и происходил разрыв выступов пород кристаллического фундамента и вулканических островов.

4. Регрессивный аргиллит-песчаниковый геоконплекс, угленосный (J_2bt). Распространенный тип пород – аркозовые и граувакковые песчаники и аргиллиты гидрослюдисто-каолиникового состава, среди которых много липтобиолитовых разностей; встречаются линзы каменного угля (местами – промышленного значения), конкреции пирита и сидерита.

Источником обломочного материала являлись породы Грузинской глыбы и порфиритовой свиты байоса. Текстура пород геоконплекса линзовидно-слоистая; часты знаки размыва, аллювиальные комплексы в эрозионных карманах. Фауна пресноводная. Мощность комплекса 80–160 м; распространен на северо-западной периферии Грузинской глыбы; образовался в гумидных условиях в опресненном заболоченном бассейне.

5. Пестроцветный глинисто-песчаниковый геоконплекс ($J_3k + t$). Основные типы пород – песчаники с включением галек и конгломерато-брекчий, алевроиты и глины; второстепенные – базальтоиды и их пирокластическая; специфические породы – доломиты, известняки и гипс. Структура пород псаммитовая, алевроитовая; текстура – параллельно-слоистая, косослоистая, линзообразная, со знаками размыва.

Возраст – скользящий, от келловей до титона. Мощность от нескольких десятков до 1000 м. Геоконплекс распространен на северной периферии Грузинской глыбы – от Окрибы до Абхазии, а в северо-западном и юго-восточном направлениях замещается известняками. Строение геоконплекса сложное. Нижняя граница изменчивая: иногда резкая, трансгрессивная, местами постепенная, согласная.

Источником обломочного материала являлись Грузинская глыба, порфиритовая свита байоса, батские отложения и синхронные верхнеюрские вулканокласты. Геоконплекс образовался при семиаридном климате в лагунно-континентальной обстановке.

6. Доломитово-известняковый геоконплекс ($J_3km + t$) состоит из биогенных (рифовые и др.), хемогенных и кластогенных известняков и доломитовых известняков; доломиты, песчаные и глинистые разности известняков, песчаники и аргиллиты встречаются в подчиненном количестве; специфические породы (кремь, гипс) наблюдаются в виде линз. Структура пород разнозернистая, текстура – горизонтально-слоистая, массивная.

Мощность геоконплекса 200–1500 м; распространение локальное (Абхазия, Рачинский хребет, Осетия); латерально он замещается пестроцветными и флишевыми отложениями.

Осадконакопление протекало в прибрежной полосе, в теплом мелком

море, где в основном отлагались известняки; локально возникали лагуны с повышенной соленостью, где происходила садка доломита и гипса. Геокомплекс формировался при слабой аридизации климата в условиях сравнительно спокойного тектонического режима, характеризующегося дифференциальными движениями дна бассейна.

7. Трансгрессивный сланцево-конгломерато-песчаниковый геокомплекс ($J_1h + s$). Главные типы пород — разнородные аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты, песчаные глинистые сланцы хлорит-гидрослюдистого состава, туфы и туфобрекчии андезитовых и риолитовых пород; встречаются и линзы известняков. Мощность геокомплекса 200 м. Он представляет собой базальную часть аспидной формации геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

8. Глинисто-сланцевый геокомплекс ($J_1p + t$) сложен глинистыми сланцами, встречаются песчаники и алевролиты. Глинистые сланцы состоят из гидрослюды мусковитового типа, кварца, хлорита и альбита. Обычно присутствует углестековое вещество (0,5–2%). Песчаники и алевролиты плагиоклаз-кварцевые. Мощность геокомплекса в осевой части бассейна 2500 м, к бортам уменьшается. Текстура пород горизонтально-слоистая. Геокомплекс распространен на территории Грузии и на всем Большом Кавказе; образовался в морском бассейне со стабильным тектоническим режимом при некомпенсированном осадконакоплении.

9. Флишевый песчаниково-алеврит-аргиллитовый геокомплекс ($J_1t + J_2a$) состоит из глинистых сланцев, песчаников и алевролитов; встречаются линзы внутриформационных конгломератов, органогенных известняков и разнообразные конкреции сидерита, известняка, кремня и др. Глинистые сланцы — хлорит-серицитового состава; песчаники — плагиоклаз-кварцевые. Текстура пород горизонтально-слоистая, градиционная, мелко-средне-слоистая. Мощность геокомплекса 700–1200 м; распространен он в основном на северной периферии Грузинской глыбы. Образование геокомплекса происходило в период проявления дифференциальных движений ("донская орофаза"), вызвавших активизацию источников сноса и эпизодическое поступление большого количества экстракlastического материала, разносимого зерновыми и суспензионными потоками. Этот процесс, накладываясь на фоновое пелитонакопление, обусловил строение геокомплекса ("флишеидная толща" по Н.Б. Вассоевичу; "терригенный флиш" по В.П. Ренгартену; и др.).

10. Регрессивный песчаниково-глинисто-сланцевый геокомплекс (J_2bt) состоит в основном из гидрослюдистых глинистых сланцев и аргиллитов; плагиоклаз-кварцевые песчаники имеют подчиненное значение. Текстура пород горизонтально-слоистая, реже линзовидная; мощность в осевой части бассейна 1000 м, в южном направлении она уменьшается до 250 м; в этом же направлении геокомплекс переходит в лимнический, а в северо-восточном направлении — в алеврит-аргиллитовый геокомплекс. Последний охватывает в миогеосинклинальной части бассейна интервал от тоара до байоса включительно. Геокомплекс образовался в реликтовом морском бассейне, уцелевшем от батской регрессии.

11. Флишевый кластическо-известняково-мергельно-известняковый геокомплекс ($J_3k + t$). Главные типы породы — известняки хемогенные (микритовые, мелкокристаллически-микроспаритовые и оолитовые), биогенные (биомикриты и биоспариты) и интракlastогенные (известняковые гравелиты — кальцирудиты, известняковые песчаники — калькарены). Второстепенные породы — мергели, псаммитовые, алевролитовые и глинистые известняки, плагиоклаз-кварцевые и слюдяные плагиоклаз-кварцевые песчаники, алевролиты и пелитолиты гидрослюдисто-хлорито-

вого состава. Источниками обломочного материала являлись синхронные карбонатные образования (интракластиты), осадочный комплекс, обогащенный кварцем, реже — вулканогены. Текстура пород горизонтально-слоистая, градационная, косослоистая. Мощность геоконгломерата 1000—1200 м; распространен на Южном склоне Большого Кавказа. Осадкообразование происходило в гумидном климате в условиях активного тектонического режима, обуславливающего возникновение суспензионных потоков, разносивших кластический материал. Этот процесс накладывался на характерное фоновое карбонатаккумуляция. Геоконгломерат образовался в сравнительно глубоководном тропе с карбонатной седиментацией.

12. Флишевый аргиллит-песчаниково-мергельно-известняковый геоконгломерат ($K_1v + h$) характеризуется чередованием хемогенных, глинистых, песчаных известняков, мергелей, плагиоклаз-кварцевых и слюдистых плагиоклаз-кварцевых песчаников, алевролитов и пелитолитов гидрослюдисто-хлоритового состава. Источником обломочного материала являлись древний кавказский кристаллический комплекс и юрские осадочные образования. Текстуры пород — характерные для флиша. Мощность 180—250 м. Геоконгломерат образовался в сравнительно глубоководном тропе в гумидном климате при спокойном тектоническом режиме.

13. Трансгрессивный доломито-песчаниково-известняковый геоконгломерат ($K_1v + h$). Основные породы — известняки: хемогенные, органические и их доломитовые разновидности; второстепенные — кварц-аркозовые песчаники (базальные образования), туфы и туффиты андезитового состава. Текстура пород горизонтально-слоистая, массивная. Мощность 120—250 м. Осадконакопление происходило в мелководном углубляющемся бассейне. Геоконгломерат образовался в условиях гумидного климата спокойного тектонического режима.

14. Флишевый аргиллит-песчаниковый геоконгломерат ($K_1h_2 + br$) представлен чередованием аргиллитов гидрослюдисто-хлоритового состава и плагиоклаз-кварцевых, слюдистых плагиоклаз-кварцевых и аркозово-кварцевых песчаников. Источниками питания геоконгломерата являлись преимущественно древний кислый субстрат Кавказского архипелага и осадочный комплекс батской кордильеры, а также продукты местного размыва. Текстуры пород: градационная слоистость, косая слоистость, конволюции, гиероглифы на нижних поверхностях слоев и другие, характерные для флиша. Мощность 600—700 м. Геоконгломерат образовался в условиях гумидного климата при активном тектоническом режиме, обуславливающим возникновение суспензионных потоков, разносивших кластический материал в бассейне.

15. Флишевый песчаниково-известняково-мергельный геоконгломерат ($K_1a + al$) характеризуется чередованием слюдистых плагиоклаз-кварцевых карбонатных песчаников и аргиллитов гидрослюдисто-хлоритового состава. В верхних горизонтах геоконгломерата преобладают карбонатные отложения, а местами появляются вулканогенно-осадочные образования. Основным источником терригенного материала геоконгломерата являлась размывающаяся батская геоантиклиналь. Текстуры пород типично флишевые. Мощность 500—600 м. Геоконгломерат образовался в гумидном климате при спокойном тектоническом режиме.

16. Трансгрессивный туффитово-песчаниково-известняковый геоконгломерат ($K_2s + m$). Характерные породы — вулканогенные образования андезито-базальтового и дацитового составов; второстепенные — песчаные известняки, часто глауконитсодержащие, с базальным конгломератом в основании. Характерные породы развиты на Храмском и Локском массивах, второстепенные — преимущественно на периферии Дзирульского массива. Тек-

стуры пород — массивная, горизонтально-, косо- и диагональнослоистая. Геокомплекс образовался в условиях активного вулканизма на Храмском и Локском массивах и в условиях эпиконтинентального моря с карбонатной седиментацией и спорадическим проявлением вулканизма — на периферии Дзирульского массива.

17. Флишевый гравелито-песчаниково-кремнисто-аргиллитовый геокомплекс ($K_2s + t$). Характерные породы в нижней части — полимиктовые гравелиты и микстограувакковые, граувакково-кварцевые, плагиоклаз-кварцевые и аркозово-кварцевые песчаники; в верхней части — силициты, аргиллиты и известняки. Силициты представлены фтанитами, аргиллито-кремнистыми и карбонатно-кремнистыми породами. Источниками обломочного материала служили суша, сложенная осадочными породами, кислый кристаллический комплекс и байосская вулканогенная толща. Текстура пород — горизонтальнослоистая, косослоистая, градационная. Источником кремнезема являлись эксгальции и обогащенные кремнием гидротермы, стимулировавшие развитие кремнистой фауны. Мощность геокомплекса 30—120 м; распространен на всем Южном склоне Большого Кавказа. Осадконакопление происходило в морском бассейне. Геокомплекс образовался в условиях гумидного климата при спокойном тектоническом режиме.

18. Флишевый мергельно-известняковый геокомплекс ($K_2t_2 + s$) представлен слоистыми известняками и тонкослоистыми мергелями различной окраски. Известняки — органогенные (биоморфно-детритусовые или детритусово-псаммитовые); в небольшом количестве присутствуют их кластические и песчаные разновидности. Текстуры пород — горизонтально- и косослоистая, градационная, конволюции и другие, характерные для флиша. Мощность 30—180 м. Осадконакопление происходило в гумидных климатических условиях при сравнительно спокойном тектоническом режиме — в северной части бассейна — и активном — в южной его части. Геокомплекс образовался в глубоководном, богатом микрофауной трого с фоновой карбонатной седиментацией, временами нарушаемой суспензионными потоками, привносящими обломочный материал.

19. Флишевый регрессивно-олистоостровово-аргиллит-известняковый геокомплекс ($K_2sr + m$). Характерные породы — в нижней части известняки (песчаные, глинистые, биодетритусовые и их кластические разновидности), гравелиты, песчаники и алевролиты полимиктового состава, а также хлорито-гидрослюдыстые аргиллиты; в верхней — олистолиты, представленные преимущественно известняковыми брекчия-конгломератами и гравелитами, а также полимиктовыми кластолитами. Источником питания кластолитов служили кислый субстрат, осадочный комплекс, а также байосская вулканогенная толща. Текстуры пород геокомплекса — горизонтальнослоистая, градационная, косослоистая, конволюции, гиероглифы на нижних поверхностях слоев и другие, характерные для флиша. Мощность от 0 до 400 м. Седиментация происходила в гумидных климатических условиях при активном тектоническом режиме, который способствовал образованию олистоостров и суспензионных потоков. Геокомплекс образовался в мелеющем бассейне с воздымающейся южной частью, прилегающей к Грузинской глыбе.

Описанные геокомплексы образовались в следующих обстановках: лимнической, эпиконтинентально-морской, морской, вулканогенной, континентальной, лагунно-континентальной, трансгрессирующего моря, стабильного моря с некомпенсированным погружением, проявления дифференциальных тектонических движений, регрессивного реликтового морского бассейна, троговой с карбонатным флишеобразованием, троговой с тер-

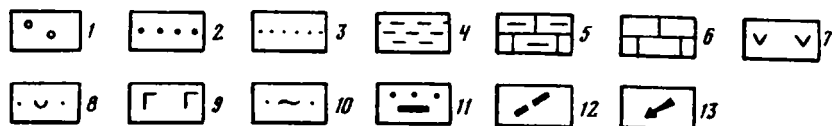
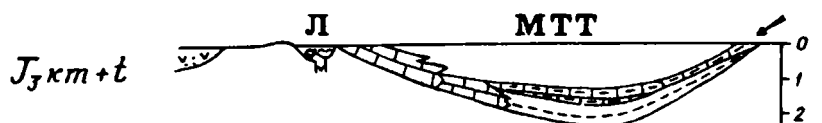
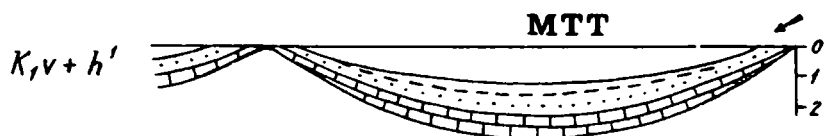
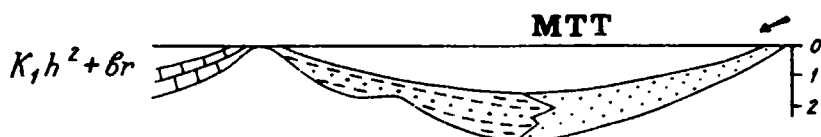
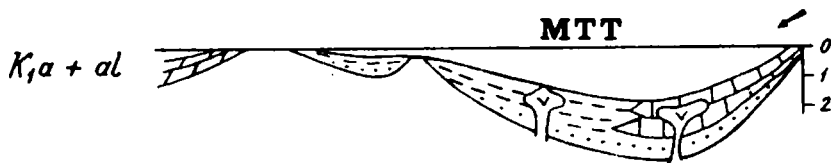
Ю

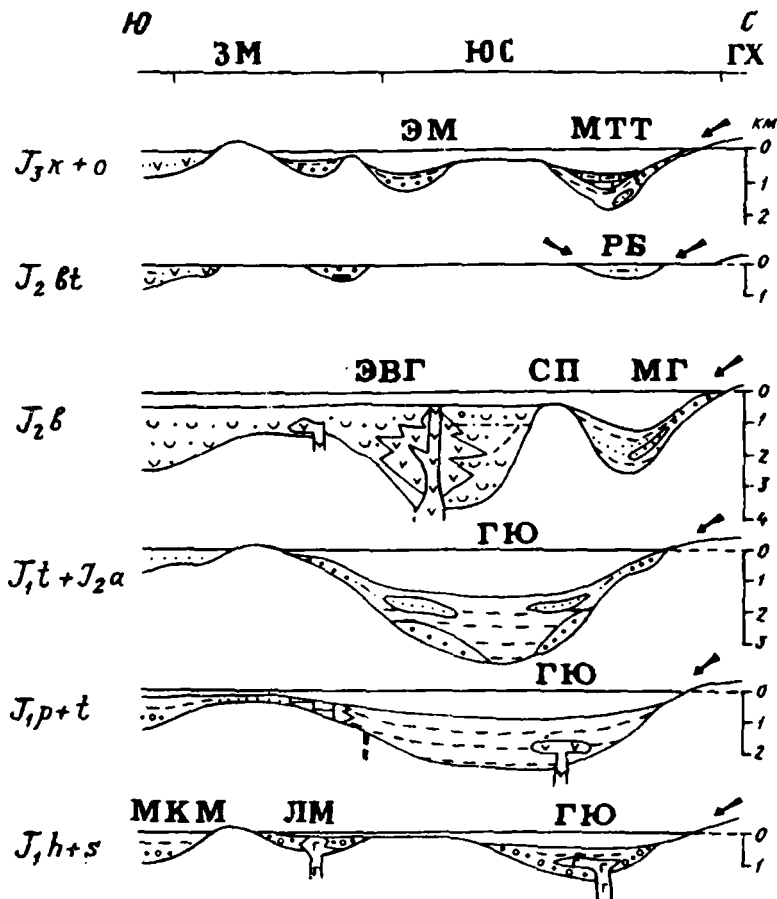
С

3М

ЮС

ГХ





Р и с. 2. Схема палеотектонической эволюции Грузии в юрское и меловое время

Зоны: ЗМ — Закавказский массив, ГХ — Главный Кавказский хребет, ЮС — Южный склон Большого Кавказа, ГЮ — геосинклиналь Южного склона, ЛМ — лимнический бассейн, МКМ — Малокавказское море, ЭВГ — эвгеосинклинальный бассейн, СП — Сванетское подводное поднятие, МГ — миогеосинклинальный бассейн, ПБ — реликтовый бассейн, МТТ — Местия-Тянетский трог, ЭМ — эпиконтинентальное море, Л — лагуна

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — мергели; 6 — известняки и доломиты; 7 — андезиты-базальты; 8 — тефроида-туфовые образования; 9 — кислые эффузивы; 10 — гипсоносные отложения; 11 — угленосные отложения; 12 — разломы; 13 — направление транспортировки обломочного материала

ригенным флишеобразованием; трансгрессирующего эпиконтинентального моря с активным вулканизмом и мелеющего морского флишевого бассейна.

По имеющимся данным [Геология СССР, 1964; Кахадзе, 1947; Дзоцендидзе, 1948; Дзоцендидзе и др., 1956; Гамкрелидзе, 1966; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1981; Варсимашвили, Чечелашвили, 1981; и др.], в эволюции юрских и меловых седиментационных бассейнов Грузии выделяют три главных этапа: синемюр-батский (раннеальпийский), келловей-

кимериджский (среднеальпийский) и валанжин-маастрихтский (позднеальпийский). Эти три этапа состоят из нескольких отличающихся друг от друга подэтапов (рис. 2).

В синемюр-батском этапе в восходящей последовательности выделяются подэтапы: 1) трансгрессивный (опускание Кавказского региона под уровень моря с образованием конгломерато-песчаникового геоконплекса) — синемюр; 2) стабильный (медленное развитие седиментационного бассейна с накоплением качественных изменений и формированием глинисто-сланцевого геоконплекса) — плинсбах—нижний тоар; 3) проявление дифференциального движения, образование терригенного флишевого (песчаниково-алевроитово-аргиллитового) геоконплекса — верхний тоар—нижний аален; 4) вулканогенно-троговой, с образованием порфиритовой свиты, с туфо-тефроидным флишем — байос; 5) регрессивный (сжатие земной коры, складчатость, внедрение гранитоидных интрузий), с накоплением угленосного геоконплекса на северной периферии Грузинской глыбы и регрессивного песчано-глинистого геоконплекса в остаточных бассейнах, осушение большей части территории Грузии.

В келловей-кимериджском этапе выделяются три подэтапа: 1) трансгрессивный (архипелагового моря), с накоплением глинистых карбонатных и кораллогенных рифовых осадков на северной периферии Грузинской глыбы, сочленяющихся в северном направлении с флишевыми отложениями — келловей—оксфорд; 2) регрессивный, с формированием пестроцветного лагунно-континентального геоконплекса на северной периферии Грузинской глыбы — кимеридж—нижний титон; 3) трансгрессивный (мелководного моря с локальными лагунными обстановками), с образованием доломито-известнякового геоконплекса—кимеридж—титон.

В валанжин-маастрихтском этапе также выделяются три подэтапа: 1) трансгрессивный в восточном флишевом бассейне, с накоплением карбонатно-терригенных и терригенных отложений, обмеление моря на Грузинской глыбе, образование лагунно-морских отложений доломито-песчаниково-известнякового геоконплекса — келловей—альб; 2) стабильный флишевый бассейн, с накоплением гравелито-песчаниково-кремнисто-аргиллитового и мергельно-известнякового геоконплексов и с вулканической активностью на Грузинской глыбе, образование вулканогенно-осадочных отложений туффитово-песчаниково-известнякового геоконплекса — сеноман—маастрихт; 3) регрессивный в восточном флишевом бассейне (образование олистостромово-аргиллитово-известнякового геоконплекса) — кампан—маастрихт.

Характер геоконплексов определяется слагающей их минеральной формой вещества, зависящей от термобарических условий, связанных с процессами растяжения—сжатия, складкообразования, магматизма и др.

Сопоставление геоконплексов и обстановок седиментации дает возможность представить эволюцию осадконакопления на фоне геологической истории Грузии, тесно связанной с тенденцией развития Альпийской орогенной области и ограничивающих ее с севера и юга Русской и Аравийской платформ, что, в свою очередь, обусловлено общими геодинамическими особенностями эволюции Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Беридзе М.А. Тефрогенные флишеидные образования в среднеюрской вулканогенной толще Грузии. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6.
Варсмашвили Э.В., Чечелашвили И.Д. Гранулометрический спектр и фациальные особенности верхнеюрско-мелового флиша Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). — В кн.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981.

- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 10. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание.
- Дзоценидзе Г.С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология батских отложений Окрибы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1956.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. — Тр. Ин-та геологии и минералогии АН ГССР: Монографии. Сер. геол., 1947, т. 3 (7).
- Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979.

УДК 551.3.051+552.1:

Г.Ф. КРАШЕНИННИКОВ

ВЫДЕЛЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ОБСТАНОВЕК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Наука об осадочных породах и связанных с ними полезных ископаемых (литология, седиментология, осадочная петрология, петрография осадочных пород) стала в настоящее время очень разветвленной областью геологического знания. Во-первых, изучение многих видов полезных ископаемых давно уже выделилось в самостоятельные ветви: учение о нефти, геология угля, учение о россыпях, проблема руд металлов осадочного происхождения, фосфоритов и др. Во-вторых, литология в более узком смысле — как наука о преобладающих в земной коре типах осадочных пород — также стала очень разветвленной. В результате существуют разные точки зрения на структуру современной литологии [Рухин, 1969; Романовский, 1977; Петтиджон, 1981]. Автор данной статьи и некоторые его коллеги выделяют в этой структуре четыре основных раздела [Крашенинников и др., 1978]:

1) всестороннее изучение вещества осадочных пород. Этот раздел является основой всей литологии;

2) стадийный анализ, заключающийся в исследовании истории формирования вещества, принимающего участие в сложении осадочных пород. Как известно, этих стадий несколько и именно этому разделу посвящена в основном настоящая статья;

3) анализ пространственного размещения (возрастной последовательности и распределения на площади) осадочных пород и их естественных комплексов (формаций и др.). Этот раздел включает изучение цикличности и эволюции осадочного процесса;

4) общая теория осадочного процесса (литогенеза). Наибольший вклад в разработку этого раздела внес несомненно Н.М. Страхов [1960, 1962].

Каждый из названных разделов представляет собой крупную и в известной степени самостоятельную область исследования. Но и внутри каждого из них также существует много крупных и претендующих на самостоятельное развитие разделов науки. Так, изучение глинистых пород, наиболее распространенных в стратиффере, вылилось в большой и практически очень важный раздел литологии, обладающий большой спецификой и пользующийся особой методикой. Даже исследования более редких групп пород также претендуют на самостоятельное развитие и особые методы, например изучение грубообломочных пород — псефитов [Чернов, 1980] и т. д.

Такое дробление является естественным следствием развития любой области знания, результатом углубления изученности этой области. Для литологии это уже и раньше отмечалось Н.М. Страховым [1971], М.С. Швецовым [1958] и некоторыми другими исследователями. М.С. Швецов, например, писал по этому поводу: «Возникновение "направлений" — естественный ход развития любой растущей науки — приводит в дальнейшем к превращению "направлений" в самостоятельные научные дисциплины» [Швецов, 1958, с. 98]. Но такое дробление имеет и обратную сторону: утрачиваются связи между отдельными ветвями, и в результате общие закономерности выявляются с гораздо большим трудом. Поэтому дроблению и детализации должно быть противопоставлено альтернативное направление. В литологии такой альтернативой является, на мой взгляд, комплексный, а точнее — системный подход. Такой подход представляется мне как исследование, рассматривающее объект (в данном случае осадочную породу) как вещественно и генетически единое целое, как определенную систему.

Существует много разных пониманий того, что такое система. Автор понимает под системой естественную совокупность компонентов, находящихся в закономерных взаимных связях и образующих структурную целостность, отчлененную от среды [Крашенинников, 1981]. По существу, системный подход не нов, но сейчас он используется более осознанно и полно. Этому вопросу в литологии даже посвящаются специальные конференции (например, в г. Артемовске в 1979 г.).

Системный подход в литологии тесно связан с понятием уровня организации вещества. На содержание этого понятия также существуют разные точки зрения. Автор понимает под уровнем организации вещества ограниченный в пространстве комплекс минеральных компонентов, качественно и количественно отличный от других комплексов, обладающий структурными и другими признаками, позволяющими рассматривать этот комплекс как единое целое. С позиций приведенного определения осадочные породы являются характерным примером определенного уровня организации вещества и каждая порода должна рассматриваться — при системном подходе — как единое генетическое целое. Как правильно отмечают многие исследователи, генетический подход является главной характерной чертой современного уровня развития литологии. Поэтому системный подход должен быть основным при генетическом изучении осадочных пород. В этой связи следует остановиться на том, что понимать под "генезисом осадочной породы".

До недавнего прошлого под "генезисом осадочной породы" понималась обстановка ее накопления и, соответственно, восстановление генезиса заключалось в выяснении этой обстановки. Так, мы постоянно говорим: "Этот песчаник имеет аллювиальное происхождение (генезис), а тот песчаник имеет баровый генезис"; "эта глина — озерного генезиса, а та глина — морская глубоководная" и т. д. Несомненно, что обстановка накопления имеет важное значение для формирования многих свойств и признаков осадочной породы. Но не только обстановка накопления формирует эти признаки и свойства. Системный подход требует более широкого и более углубленного понимания генезиса.

В самом деле, генезис осадочной породы представляет собой в общем случае сложный комплекс противоречивых, но диалектически тесно связанных процессов, протекающих на протяжении длительного отрезка времени. В процессе становления осадочной породы выделяются пять основных этапов (или стадий), диалектически противоречивых, но единых в своем конечном результате — сформировавшейся породе (см. табли-

Схема основных этапов осадочного породообразования

№ этапа	Этап	Главный действующий фактор	Главный процесс	Принцип типизации
1-й	Мобилизация	Выветривание Вулканизм	Переход вещества горных пород и организмов в транспортальное состояние	По палеорельефу и палеоклимату По химизму магмы и типу извержений
2-й	Перенос	Динамика и химизм транспортирующей среды	Транспортировка вещества при преобладании живой силы среды	По фазовому состоянию среды и дальности переноса
3-й	Накопление	Силы тяжести, организмы, химизм среды	Образование нерастворимых соединений, осаждение и закрепление осадка на дне	По физико-географической обстановке, генетическим типам и фациям отложений
4-й	Диагенез	Иловые растворы, микроорганические вещества	Взаимодействие вещества осадка со средой (превращение осадка в породу)	По физико-химическим условиям в илу
5-й	Катагенез	Подземные воды, температура, давление	Преобразование вещества пород	По степени катагенетических преобразований

цу). Эти этапы (иногда их называют стадиями; автор данной статьи принимает название "этап", а для более мелких подразделений — термин "стадия") хорошо известны: 1) подготовка осадочного материала (Н.М. Страхов удачно назвал этот этап "мобилизацией", но практически отождествил его с выветриванием, что не вполне точно); 2) перенос вещества; 3) накопление; 4) диагенез; 5) катагенез (раньше употребляли выражение "эпигенез", а за границей чаще говорят о "диагенезе", иногда прибавляя — "поздний диагенез").

Н.М. Страхов считал целесообразным выделять четыре стадии формирования осадочных пород гумидных зон: 1) седиментогенеза, состоящую из трех этапов (мобилизации, переноса и осадкообразования); 2) диагенеза; 3) катагенеза; 4) протометаморфизма ("глубокие минералогические преобразования вещества осадочных пород, их структуры и текстуры" [Страхов, 1960, с. 85]). Такая группировка вызывает некоторые возражения, главным из которых является то, что протометаморфизм (в понимании Н.М. Страхова) едва ли целесообразно относить к процессам осадочного породообразования. Это скорее уже принципиально другая категория процессов — процессов метаморфизма, ведущих не к становлению, а к ликвидации осадочных пород. В последующие годы появилась тенденция, которая нашла отражение и в программе XII Всесоюзного литологического совещания 1981 г., — сводить названные выше пять основных этапов осадочного породообразования к двум: "седиментогенезу" (осадконакоплению), который включает, по-видимому, указанные выше первые три этапа, и "литогенезу", который включает два последних этапа — диагенез и катагенез. С таким объединением нельзя согласиться как с

принципиальных, так и с фактических позиций. Поэтому остановимся на этом подробнее.

Подготовку (или мобилизацию) вещества ряд авторов отождествляют с выветриванием. Но совершенно верно поступают те исследователи, которые включают в нее и вулканизм (например, Ю.П. Казанский [1976]). Правда, в общем объеме поставки осадочного материала доля, приходящаяся на вулканизм, имеет, по-видимому, подчиненное значение, но в ряде регионов (в эвгеосинклинальных областях и в областях срединно-океанических хребтов) значение его как источника осадочного материала становится решающим. Кроме того, в последние годы накапливается все больше фактов, свидетельствующих о том, что даже в регионах, где седиментация происходила за счет продуктов механического и химического разложения пород на суше, имело место поступление вещества из вулканических очагов. Такими, например, были центральные районы Русской платформы именно на типично плитном этапе ее развития. Таковы палеогеновые и неогеновые бентонитовые глины района Воронежской антеклизы [Калуцкая, 1980] или трепела и опоки мелового возраста южных районов Русской плиты [Муравьев, 1980]. Сказанное имеет отнюдь не чисто теоретический интерес, так как с вулканизмом в осадочном чехле платформ связаны и практически важные залежи. Тем более это относится к областям с типами развития, близкими к геосинклинальному, например в палеозое Центрального Казахстана, на Кавказе и др.

Поэтому в общем случае приходится считаться с тем, что у любой из основных групп осадочных пород (обломочных, глинистых, биохимических и химических) могут быть два источника слагающего их материала: разрушение кор выветривания на суше и продуктов размыва морского дна, во-первых, и вулканическая деятельность, во-вторых. Кроме того, приходится иметь в виду, что областями сноса могут быть не только территории суши, но и участки морского дна, где зарождаются мутьевые потоки.

Выделение и типизация обстановок мобилизации осадочного материала осуществляется по палеорельефу (равнинный, холмистый, среднегорный, высокогорный), а также по палеоклимату, причем целесообразно выделять пять типов климатов: нивальный, умеренный влажный, тропический контрастный, экваториальный и аридный. В случае вулканической питающей провинции типизация должна осуществляться по двум основным признакам: химическому составу исходной магмы и типу извержения (наземный, подводный, центральный, трещинный и т. д.). Возможны, конечно, и другие принципы типизации.

Перенос осуществляется, как известно, льдом, водой, ветром и организмами. При этом целесообразно также различать ближний перенос (единицы и десятки километров) и дальний перенос (сотни и тысячи километров). Этапу переноса в последние годы уделяется все большее внимание. Начинает развиваться даже особая область, стоящая на стыке литологии и механики — "физическая седиментология", занимающаяся изучением механизмов перемещения осадочного материала в подвижных средах. Типизация процессов переноса осуществляется по транспортирующим агентам, их динамической активности и дальности переноса (см. таблицу).

Очень важный литогенетический процесс при переносе — это отделение механически и химически менее подвижных компонентов переносимого материала от более подвижных; в результате появляется возможность их разделения, т. е. подготавливается механическая и химическая осадочная дифференциация вещества. Кроме того, при переносе происходит механическая обработка переносимого материала, главным образом его окаты-

вание; а также могут образовываться и новые химические соединения, способные самостоятельно выпадать в осадок (эти компоненты, возникшие при переносе, Л.В. Пустовалов [1940] давно уже назвал "мотогенными"). Типизация обстановок переноса может осуществляться по разным принципам: по характеру транспортирующей среды (лед, вода, ветер, организмы); по формам переноса (истинные растворы, коллоидные растворы, в сорбированном состоянии, во взвеси, сальтацией, волочением, крупными блоками); по дальности переноса (ближний перенос — единицы и десятки километров и дальний перенос — сотни и тысячи километров); по степени подвижности транспортирующей среды. Возможно использование и других признаков для типизации: например, поверхностными или подземными водами осуществляется перенос, какими типами течений (в крупных водоемах) и т. д. Все это находит реальное выражение во многих свойствах переносимых (и накапливающихся!) продуктов.

Накопление — очень важный и необходимый этап в осадочном процессе. Именно на этом этапе происходит вещественная реализация той дифференциации, которая была подготовлена предыдущими этапами. Типизация обстановок накопления осуществляется, как известно, по-разному, чаще всего — по восстановленным или предполагаемым физико-географическим условиям, в которых происходило накопление осадков. Так, различают морские и континентальные обстановки и т. д. Представляется, что в литологии, особенно исходя из позиций системного подхода, наиболее целесообразна типизация по генетическим типам отложений. При этом следует иметь в виду, что генетические типы — это, на взгляд автора, не обстановки накопления, а *геологические тела*, возникшие в той или иной обстановке.

Согласно приведенному в начале статьи определению системы генетические типы отложений представляют собой типичную систему на надпорядковом уровне организации вещества. Они обладают для этого всеми необходимыми качествами. В самом деле, генетические типы представляют собой естественную совокупность компонентов (в данном случае — осадочных горных пород), находящихся в закономерных взаимных связях. Закономерность этих связей определяется общностью условий образования данного генетического типа. В силу этой же общности слагающие их породы образуют структурную целостность, отчлененную от среды, причем в рассматриваемом случае этой средой являются другие генетические типы данной толщи пород (формации). Все морфологические особенности любого генетического типа и все особенности слагающих его пород (их состав, структуры, текстуры, взаимные отношения и все другие свойства) определяются именно условиями образования данного генетического типа. При этом следует напомнить, что под условиями образования, как было указано выше, следует понимать не только обстановки накопления, но и (исходя из принципиальных позиций системного подхода) предшествующие накоплению этапы формирования вещества осадочных пород — мобилизацию и перенос, а также последующие этапы — диагенез и катагенез.

Что касается собственно генетических типов, то для их формирования обстановки накопления имеют решающее значение. Естественно поэтому, что типизация генетических типов осуществляется по этим обстановкам. Общеизвестно их основное деление на континентальные, морские и переходные генетические типы. Но дальнейшее деление является уже предметом дискуссий. Дискуссионен также и вопрос о соотношениях между генетическими типами и фациями отложений. На взгляд автора, эти понятия следует различать, но различать не в том смысле (как это часто бывает), что фация является более крупной (по мнению одних исследователей)

или более мелкой (по мнению других исследователей) генетической категорией. Эти понятия различны по самому подходу к ним. Фации целесообразно рассматривать всегда в конкретных стратиграфических рамках и соответственно относить к ним генетически разные, но разновозрастные геологические тела. Эти тела могут быть разного объема и масштаба, но их разновозрастность является неперменным условием для выделения и наименования их фациями. Что касается генетических типов, то при их выделении и исследовании разновозрастность не является неперменным условием. При этом, конечно, можно исследовать в какой-либо формации и генетические типы одного возраста; в таком случае понятия генетических типов отложений и фаций тех же отложений фактически совпадают. Это относится, например, к исследованию (в генетическом аспекте) современных отложений: тут фации и генетические типы практически совпадают, так как мы при этом имеем дело с разновозрастными (современными!) отложениями.

Существует несколько схем типизации генетических типов отложений. Наибольшим признанием пользуется схема, предложенная Е.В. Шанцером, сравнительно недавно опубликовавшим ее наиболее современный вариант [Шанцер, 1980]. Согласно его представлениям, касающимся континентальных отложений, это своеобразные динамические формы аккумуляции осадочного материала. Он дает следующее определение этого понятия: "Генетический тип отложений — это совокупность осадочных или вулканогенных накоплений, возникающих в ходе одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции, особенности которой определяют общность главных черт их строения как закономерных сочетаний (парагенезов) определенных осадков и (или) горных пород" [Шанцер, 1980, с. 7]. В этом определении, к сожалению, все еще несколько громоздком¹, обращено внимание на главное, что позволяет отличить один генетический тип от другого, а именно своеобразие динамики среды, под влиянием которой данный тип сформировался. Следовательно, разные генетические типы отличаются друг от друга динамическими условиями их формирования. Такое понимание вполне можно принять, и оно удобно тем, что в принципе применимо и к морским отложениям. Но известным недостатком этого определения является то, что в нем не указаны ограничивающие рамки для каждой "динамической формы аккумуляции", а эти рамки, по существу, могут быть очень разными. Этот недостаток в случае континентальных отложений восполняется тем, что Е.В. Шанцер в цитированной работе дает схему классификации, из которой виден и объем выделяемых генетических типов. К сожалению, из этой схемы выпали генетические типы отложений наземного вулкана. Попытка включить их в общую систематику генетических типов континентальных отложений была предпринята несколько лет назад автором [Крашенинников, 1976] в связи с проблемой распространения в них полезных ископаемых.

Гораздо хуже обстоит дело с выделением и типизацией генетических типов морских отложений. Было сделано несколько попыток. Схема, предложенная В.Т. Фроловым [1980], использует принцип, очень близкий к тому, который был предложен Е.В. Шанцером для континентальных генетических типов, а именно: генетические типы морских отложений понимаются как образования, возникшие в итоге проявления геологичес-

¹ В предыдущем определении генетического типа [Шанцер, 1966], это определение было еще длиннее.

ких процессов определенного типа, чаще всего выраженных в определенной динамической форме аккумуляции или ее модификации, зависящей от местных причин [Фролов, 1980, с. 43]. Самой крупной таксономической единицей в этой систематике является "генетический ряд", отражающий "самое крупное подразделение морского седиментогенеза по типу геологических процессов наиболее общего характера". В.Т. Фролов выделил четыре генетических ряда: вулканогенно-осадочный, биохеогенный, терригенный (мотогенный) и подводно-элювиальный. К сожалению, здесь бросается в глаза невыдержанность основного принципа, в результате чего, например, в терригенном (мотогенном) ряду выделяются группы: коллювиальная, волновая и другие, которые вполне могут быть выделены и в вулканогенно-осадочном, и в биохеогенном рядах, и т. д. В результате практическое использование этой систематики очень затруднено. Поэтому можно согласиться с критическим замечанием Е.В. Шанцера о неудачности такой классификации [Шанцер, 1980, с. 13].

Можно думать, что более успешной будет группировка генетических типов морских отложений, учитывающая специфику условий морской седиментации и принимающая во внимание прежде всего такой показатель, как источник (происхождение) осадочного материала, разделяемого на 1) терригенный; а) грубый (собственно обломочный) и б) тонкий (глинистый); 2) вулканический: а) обломочный и б) гидротермальный; 3) биогенный: а) бентосный и б) планктонный; 4) хеогенный: а) трудно-растворимые и б) легко-растворимые соединения. Следует также учесть широкое распространение осадков (и соответственно пород) смешанного состава.

Другим показателем, учитываемым при типизации, должна служить *батиметрическая зональность*, в соответствии с которой выделяется общеизвестная последовательность отложений: литоральные, неритовые, батиальные, абиссальные, океанических желобов и океанических хребтов. Третьим показателем должна быть *динамика среды* накопления и соответствующие ей *формы накопления* материала. Именно эта сторона дела относительно подробно разработана в схеме В.Т. Фролова, но ее связи с другими показателями показаны недостаточно ясно. Во всяком случае едва ли может вызывать сомнение то, что основные принципы типизации обстановок накопления осадков должны базироваться на веществе, с одной стороны, и на палеогеографической обстановке — с другой.

Под диагенезом в общем случае понимают этап превращения осадка в породу. Главными действующими факторами этого этапа (см. таблицу) являются иловые воды, бактериальное население илов и разлагающееся органическое вещество [Страхов, 1960, 1962]. В результате их действия осуществляется переход осадка в породу. При более внимательном рассмотрении эти процессы оказываются весьма сложными. В частности, в общем случае едва ли можно провести ясную границу между осадком и породой или, иными словами, между этапами диагенеза и катагенеза. При диагенезе далеко не всегда происходит литификация (окаменение) породы. Другим критерием завершения диагенеза нередко принято считать использование способного к реакции органического вещества осадка и установление геохимического равновесия осадка с окружающей его средой, главным образом с поровыми водами. Но фактически это равновесие едва ли когда-нибудь наступает полностью, так как осадок по мере погружения попадает во все новые физико-химические условия среды, которые нарушают устанавливаемое равновесие. Поэтому приходится считать границу между осадком и породой (или этапами диагенеза и катагенеза) условной. На взгляд автора, ей соответствует полный выход осадка

из-под влияния обстановки и среды его накопления. Иными словами, если осадок лежит на дне водоема и хотя, может быть, покрылся новыми слоями, но еще сохранил элементы связи с породившей его средой, то это еще осадок. Если же эта связь утрачена, то мы имеем дело с породой. Это применимо к любым осадкам, как к морским, так и к континентальным. Так, морена четвертичного оледенения — порода, а морена современного горного или покровного оледенения — осадок. Песок, накапливающийся в русле реки или на морском пляже, — осадок, а песок, залегающий на террасе, — порода, и т. д. Впрочем, вероятно, возможны и другие решения этого вопроса.

Катагенезом принято сейчас называть процессы преобразования вещества осадочных пород в земных недрах до перехода их в метаморфические породы или до их выхода в зону выветривания. Как показал А.В. Копелиович еще в одной из ранних работ по этой проблеме [Копелиович, 1965], главными факторами при этом служат давление нагрузки вышележащих пород и температура. К ним прибавляется еще влияние нагретых и минерализованных подземных вод (см. табл.). Типизация обстановок катагенетического этапа чаще всего осуществляется по стадиям этого процесса, которые фиксируются степенью катагенетических преобразований. В качестве меры преобразования используются разные признаки: интенсивность минерального новообразования (чаще всего кварца), структурные и текстурные признаки, состав глинистых минералов, состав и последовательность выделения новообразованных компонентов и др.

В последние годы особенно широкое признание получило разделение катагенеза на стадии по интенсивности преобразований гумусового органического вещества, фиксируемой степенью его отражательной способности. При этом каждой из этих стадий присваивается свое наименование. Автор думает, что лучше избегать новых терминов и называть эти стадии по широко известным степеням катагенетических изменений ("метаморфизма") угольного вещества и соответственно выделять три основных стадии: 1) буроугольную, 2) каменноугольную (с углями от длиннопламенных до тощих) и 3) антрацитовую стадию с углями полуантрацитами и антрацитами. В случае надобности такая рубрикация позволяет осуществить и более дробное разделение. Мы видим, таким образом, что критерии типизации обстановок катагенеза совсем иные, чем для более ранних этапов. Это является, на взгляд автора, еще одним основанием для того, чтобы считать катагенез вполне самостоятельным этапом осадочного породообразования, вполне независимым (по своей значимости) с другими этапами осадочного процесса. Кроме того, необходимо упомянуть и о том, что именно с этапом катагенеза связано формирование нефти, каменных углей и многих других компонентов в осадочных породах.

В заключение вернемся к системному подходу. Этот подход (в соответствии с принятым выше определением) требует (в приложении к породному уровню организации вещества) рассмотрения каждой осадочной породы (а тем более их сообществ) как системы, образующей структурную целостность. Поэтому при системном подходе нужно уметь найти в веществе, принимающем участие в сложении осадочной породы, конкретное выражение каждого из кратко рассмотренных выше пяти основных этапов ее формирования. В этом — основной смысл такого подхода.

Едва ли правильно мнение, что под литогенезом следует понимать стадию постседиментационного преобразования осадков от диагенеза до регионального метаморфизма включительно и что осадочное породообразование складывается из двух этапов — осадконакопления и породообразования [Тимофеев, 1979]. Едва ли можно согласиться и с тем, чтобы включать в

этап седиментогенеза мобилизацию и перенос вещества [Страхов, 1960, т. 1, с. 85]. Это сужает и объединяет содержание и понимание этих процессов. С точки зрения системного подхода, процессы осадочного породообразования нужно рассматривать в их совокупности, а в ней накопление — только один из этапов.

В ряде работ (например, [Еганов, Советов, 1979]) фактически применены элементы системного подхода к выявлению и анализу осадочного породообразования. Но выполнение исследований с полным использованием возможности этого подхода является, по-видимому, делом будущего. Системный подход имеет много общего с комплексным подходом. Комплексный подход может успешно осуществляться для решения генетических задач и практических вопросов. Для системного подхода комплексность является его неперенным условием, но он должен также включать фациальный анализ и другие виды историко-геологического исследования, так как его задачей является раскрытие всех особенностей пород и связанных с ними полезных ископаемых, а также сочетаний пород (генетических типов и формаций) как единого целого.

В заключение сформулируем основные выводы.

1. В сложном и многостороннем процессе формирования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых целесообразно выделять не два основных этапа — осадконакопление и породообразование, а пять, кратко рассмотренных выше. Каждый из этих этапов принципиально отличается от соседних, хотя они неразрывно связаны друг с другом и вытекают один из другого. В этом проявляется диалектический характер осадочного процесса.

2. Движущие силы осадочного процесса на разных его этапах существенно разные и нередко противоречивые. Каждый из этих этапов находит свое особое проявление в свойствах осадков и пород. Поэтому обстановки каждого этапа должны типизироваться по самостоятельным принципам, как это и было показано выше.

3. Образование полезных ископаемых в осадочных породах или приобретение самими породами практически ценных свойств может быть связано с любым из рассмотренных пяти этапов. Это увеличивает важность специального исследования каждого из этих этапов.

4. Системный подход при изучении закономерностей формирования осадочных пород, их комплексов и полезных ископаемых в них является прогрессивным, но разработан недостаточно. Он весьма нуждается в конкретизации и должен более широко, но при этом непременно критически использоваться, особенно для решения практических задач литологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 427а).
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 294).
- Калуцкая С.А. Литология и условия образования бентонитовых глин киевской свиты верхнего зюлена района Воронежской антеклизы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1980. 16 с.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 121).
- Крашенинников Г.Ф. Континентальные обстановки осадконакопления и их роль в локализации полезных ископаемых. — В кн.: Континентальный литогенез: Сб. науч. трудов. Новосибирск, 1976, с. 5—22.
- Крашенинников Г.Ф. Системный подход в современной литологии. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. Докл. Свердловск, 1981, т. 3. Литология, с. 3—5.

- Крашенинников Г.Ф., Каледа Г.А., Тихомиров С.В. Структура и основные задачи литологии. — Изв. вузов: Геология и разведка, 1978, № 12.
- Мурзеев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций: (На примере Европейской части СССР): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 44 с.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940, ч. 1. 476 с.; ч. 2. 420 с.
- Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. 3-е изд. Л.: Недра, 1969. 703 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1. 212 с.; т. 2. 574 с.; Гостгеолгиздат, 1962, т. 3. 550 с.
- Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР: Критический обзор. М.: Наука, 1971. 608 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 228).
- Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний: Тез. докл. М.: ГИН АН СССР, 1979, с. 1—8.
- Фролов В.Т. Основы генетической типизации морских отложений. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 42—47.
- Чернов В.Г. Псефиты в геологической истории Земли: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1980. 50 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 161).
- Шанцер Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 5—27 (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 350).
- Швецов М.С. Материалы к истории развития науки об осадочных породах в СССР. — В кн.: Очерки по истории геологических знаний. М.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 6, с. 97—237.

УДК 549.623.5:551.35:551.7

И.В. НИКОЛАЕВА

ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГЛАУКОНИТА

Цель статьи — привлечь внимание исследователей к изучению индикаторных возможностей тонкодисперсных силикатов в целом. Один из них — глауконит — является аутигенным образованием в морских отложениях от докембрия до кайнозоя. Минерал складывается элементами, имеющими самые высокие кларки в земной коре, и в этом отношении представляет большой интерес как источник сведений об истории этих элементов в процессах осадконакопления. По глаукониту измеряют изотопный возраст, он давно привлекает внимание исследователей осадочных отложений как индикатор нормально-морских обстановок на том основании, что начиная с конца прошлого столетия он постоянно отмечается в поверхностном слое осадков шельфов, в ряде мест на материковых склонах и вплоть до абиссальных равнин.

С изучением океанских глауконитов связано возникновение шести основных теорий его образования: деградации биотита в глауконит, трансформации монтмориллонита в глауконит, гальмиролитического, хемогенно-седиментационного, биогенного и хемогенно-диагенетического происхождения. Благодаря работам Н.М. Стахова, его учеников и последователей в нашей стране широкое развитие получила теория хемогенно-диагенетического образования глауконита. Автор статьи разделяет представления

о роли диагенеза и с этих позиций оценивает индикаторные возможности минералов группы глауконита (МГГ). Теория диагенеза учитывает практически все эмпирические данные, на которых основываются другие генетические теории, но в иной взаимосвязи и дает им иное толкование.

Возраст наиболее древних изученных МГГ 1,5–1,7 млрд. лет, что соответствует, по современным представлениям, среднему протерозою — эпохе, с которой связаны завершение формирования гранито-гнейсового слоя континентальной земной коры и образование древних платформ, называемых в настоящее время щитами. В период, начавшийся 1,5 млрд. лет назад и длившийся до нижнего рифея, затихает магматизм и происходит образование первого в истории Земли суперконтинента (Мегагея, по Г. Штилле). Для этого отрезка времени довольно уверенно устанавливаются процессы выветривания и профили кор выветривания преимущественно гидрослюдистого типа. В морях происходило широкое образование биохемогенных карбонатных осадков и терригенно-глинистых, обогащенных органическим углеродом. Уже с раннего протерозоя в атмосфере и в океане количество кислорода было достаточным для окислительных процессов. Следовательно, в раннем рифее вполне могла существовать редукционная зона осадков глауконитового типа с окислением органического вещества, восстановлением окисленных форм элементов и обменом веществ наддонной и иловой воды.

В дальнейшей геологической истории Земли широкое образование глауконита проявлялось периодически, и эти периоды совпадают с эпохами интенсивного образования кор выветривания, особенно четко установленными для фанерозоя Ю.К. Горецким [1958], Н.М. Страховым [1969], В.П. Петровым [1967], В.П. Казариновым [1973] и другими исследователями: ранний кембрий, девон, триас—средняя юра, поздний мел, палеоген—неоген. Эти отрезки времени мы можем назвать также эпохами интенсивного образования глауконита. По данным Н.М. Страхова, с этими эпохами совпадают периоды длительных перерывов в осадконакоплении и перемыва осадков.

С позиций *диагенетической теории* необходимыми для образования МГГ являются, с одной стороны, морские условия и наличие в осадках редукционной зоны определенного (глауконитового) типа, а с другой стороны — платформенный тектонический режим и развитие процессов глубокого химического выветривания, поставляющих минералообразующие элементы в бассейн седиментации.

Попытки выявить закономерности изменения химического состава океанских глауконитов в зависимости от глубины морского дна и температуры воды не дали положительных результатов [Gallagher, 1935; et al.]. Как показывают данные многочисленных исследователей, причина этого заключается прежде всего в том, что основная масса глауконита образовалась в мезозое и кайнозое [Логвиненко и др., 1979] в обстановках, существенно отличающихся от современной. Вторая причина — минералогическая неоднородность зеленых зерен, относимых к "глаукониту" не только в современных осадках, но и в древних отложениях. Третья причина — неоднородность собственно глауконитовых зерен в свите, пласте, пробе, обусловленная вторичными изменениями минералов и вмещающих их отложений.

Все эти обстоятельства побудили нас отказаться от модели современного глауконитообразования и искать новый путь решения этой проблемы. Мы пошли путем разработки теоретического состава МГГ на основе статистического анализа всего накопленного фактического материала и ретроспективного анализа обстановок глауконитообразования. Характеристика

теоретического состава включает в себя классификацию материалов, отражающую предельные содержания и соотношения катионов, графики соотношения зарядов слоев элементарной ячейки, средние составы МГГ в формациях и фациальных зонах бассейнов, названные соответственно формационными и фациальными типами минералов. Значение теоретического состава МГГ заключается в том, что он позволяет по химическому составу проводить отбраковку МГГ из числа других минералов, не располагая рентгеновскими данными, а также различать неизменные и измененные их разновидности.

Во всех доступных случаях принадлежность минералов к неизменным или измененным разновидностям уточнялась на основании анализа однородности—неоднородности химсостава и соотношения его со структурными особенностями и физическими свойствами от пробы к пробе в пределах свиты (горизонта, фациальной зоны), от фракции к фракции в пробе, и от зерна к зерну в отдельных фракциях. При этом установлено, что на макро- и микроуровнях неизменные минералы отличаются постоянством состава агрегатов, тогда как измененные — гетерогенностью состава. Наблюдаются различия в соотношении состав—структурные характеристики—физические свойства для неизменных и измененных МГГ [Минералогия..., 1981].

Итак, поскольку МГГ формируются под влиянием состава морской воды и продуктов выветривания на прилегающей суше, посмотрим, что может дать нам изучение МГГ для понимания особенностей древних морских и континентальных обстановок.

На графике соотношения Fe^{2+}/Mg в формационных типах МГГ увеличения содержания этих элементов в ряду от терригенных к терригенно-известняковым, известняково-доломитовым и гипсоносно-доломитовым отложениям отражает переход от бассейнов нормально-морских к эвапоритовым. Эта закономерность отчетливо устанавливается и на однотипных отложениях разных бассейнов: так, известняковые и известняково-доломитовые комплексы нормально-морского бассейна имеют приблизительно одинаковые содержания Mg в глауконитах, причем более низкие, нежели в известняках эвапоритовых бассейнов, а также известняково-доломитовых, доломитовых и гипсоносно-доломитовых отложениях. Параллельно Mg и Fe^{2+} возрастают Li и F. Таким образом, по составу МГГ можно различать бассейны нормально-морского и эвапоритового типов. Для нормально-морских бассейнов характерна субширотная или субмеридиональная зональность в распределении Mg, в эвапоритовом — концентрическая, с центром в зоне соленакопления.

Поскольку между температурой и соленостью морской воды существует прямая зависимость, нами сделана попытка проследить соотношение распределения содержаний Mg в глауконитах с распределением палеотемператур, установленным по изотопам кислорода, а также отношению Mg/Ca в биогенных карбонатах [Николаева, 1981]. Рассмотрим несколько примеров. Наибольшее число тех и других данных имеется для палеогеновых отложений Русской платформы, для которых между этими параметрами устанавливается прямолинейная зависимость. Используя это, мы попытались восстановить палеотемпературы образования глауконитоносных отложений маастрихта, альба, сеномана и также обнаружили хорошие совпадения с палеотемпературными данными, полученными по соотношению изотопов кислорода и Mg/Ca в биогенных карбонатах [Ясаманов, 1975, 1977].

Для палеогена отмечается субширотная палеотемпературная зональность: от 14–16°С (на территории Дании и севера Европейской части СССР) до

25–28°С (на территории Болгарии, Крыма и Закавказья). Значительно слабее проявлена палеотемпературная зональность в субмеридиальном направлении: от Западной Европы к Западной Сибири и Средней Азии.

Для сеномана на территории Западной Европы устанавливается субмеридиональная палеотемпературная зональность: на территории Франции – 13, Чехословакии – 16, Русской платформы – 20–22,5°С. Согласно этим данным, температурный минимум, установленный Р. Боуэном для Западной Европы [Bowen, 1961], не может рассматриваться как глобальный, на что указывалось ранее [Тейс, Найдин, 1973]. Верхние пределы содержания Mg в глауконите Русской платформы в маастрихте, альбе и сеномане близки, нижние пределы существенно различаются (соответственно 0,20; 0,30 и 0,35 ф.е.), что свидетельствует о более высокой температуре морской воды в сеномане.

Если сравнить распространение глауконитовых карбонатных отложений разного возраста на территории Восточно-Европейского бассейна, можно отметить, что они имеют подчиненное значение в альбе (Грузия, Дагестан), значительно распространялись в сеномане и заняли почти всю акваторию в маастрихте [Палеогеография СССР, 1975], продвинувшись, таким образом, к северу, в сторону относительно пониженных палеотемператур. Следовательно, подтверждается точка зрения Р. Боуэна, Р.В. Тейса, Д.П. Найдина и других исследователей, что увеличение роли карбонатов в составе морских отложений не может однозначно интерпретироваться в пользу климатического оптимума.

Природа морских карбонатов в основном биогенная, на что указывал еще В.И. Вернадский, и, очевидно, организмы могли приспосабливаться как к относительно пониженным, так и к повышенным температурам и солености. Появление кремнистых образований (опок, диатомитов) в разрезе не может рассматриваться как признак понижения температуры в бассейне морского осадконакопления. В каждом случае вопрос требует специального решения.

Палеотемпературные графики, построенные для юрского времени, также показывают прямую зависимость между температурой воды и содержанием Mg в глауконите, однако градиент Mg (увеличение его содержания при повышении температуры на 1°С) значительно ниже, чем для мела и палеогена. Причина этого нам не вполне ясна. Однако, учитывая наиболее высокие содержания Al в юрских глауконитах (по сравнению с другими мезозойскими и кайнозойскими), можно предположить, что это объясняется большой гумидностью юрского климата.

Нижнепалеозойские и особенно докембрийские МГГ по соотношению Al и Fe наиболее близки юрским, поэтому юрский график был использован нами для интерполляции палеотемператур этого времени. Для Прибалтийского бассейна получены палеотемпературы 25–30, для Сибирского – 25–56°С. Последние отражают палеотемпературы вблизи зоны кембрийского эвапоритообразования, они вполне сопоставимы с температурами современного эвапоритообразования. Раннепалеозойские палеотемпературы могут быть несколько (на 5–10%) завышенными, поскольку в нижнепалеозойских минералах мы четко фиксируем изменения по типу омагнивания.

Приведенные данные показывают, что МГГ могут использоваться как палеотермометры морской воды, и свидетельствуют об образовании МГГ в связи с климатическими оптимумами. Развитие методов палеотермометрии требует изучения глауконитов и изотопов кислорода биогенных карбонатов на эталонных разрезах. МГГ могут использоваться в качестве палеотермометров для изучения бескарбонатных глауконитовых отложений, в том числе фаунистически неохарактеризованных отложений докембрия.

Одновременно можно делать выводы о солености морских вод, используя содержания Mg, Li, F, а также других таласофильных элементов.

Теперь рассмотрим закономерности распределения в МГГ содержащий элементов, поступающих из коры выветривания, прежде всего Al и Fe⁺⁺. Впервые Л.И. Горбунова [1950] обратила внимание на то, что в юрских глауконитах Русской платформы содержание Fe³⁺ убывает от берега в глубь моря, уступая место Al. Эта закономерность была подтверждена Т.И. Гуровой [1960] на глауконитах мела и палеогена Западной Сибири. В.А. Махинин [1951], исследовавший палеогеновый глауконит Русской платформы, установил обратную тенденцию в соотношении Al и Fe и склонен был считать эту закономерность всеобщей.

В настоящее время мы можем уверенно говорить о существовании двух типов зональности в распределении Al и Fe от берега в глубь моря — прямой и обратной, и закономерности их проявления связаны с интенсивностью поступления того или другого элементов в прибрежную зону бассейна. Так, повышенножелезистые глаукониты в прибрежной зоне юрского бассейна Русской платформы, мелового и палеогенового бассейна Западной Сибири, рифейского бассейна Сибирской платформы тесно ассоциируют с морскими прибрежно-дельтовыми железными рудами (бобово-оолитовыми гётитовыми и гематитовыми). Появление прибрежных глауконитов, обогащенных Al, обусловлено отсутствием поблизости железных руд. В бассейне Русской платформы юрские глаукониты в прибрежных северных районах обогащены железом (Подмосковье), в прибрежных южных районах — алюминием (Болгария, Крым, Кавказ). Меловые и палеогеновые глаукониты имеют обратную зональность химического состава: обогащены алюминием — на севере (центральные районы Русской платформы) и железом — на юге (Болгария, Крым, Кавказ). Любопытно, что юрские обогащенные алюминием глаукониты ориентированы к триасово-юрскому альпийскому бокситовому поясу, а меловые и палеогеновые — к северному мел-палеогеновому бокситовому поясу.

Ранее А.Б. Роновым [1964] было установлено, что морские глины, соответствующие эпохам бокситообразования, обогащены алюминием, однако было неясно, в какой форме Al мигрировал в бассейны седиментации — связанным в глинистом минерале или в растворенной форме. Данные по глаукониту показывают, что Al поступал в бассейн седиментации в форме, способной к участию в реакциях.

В нижнепалеозойских отложениях Прибалтийского и Сибирского бассейнов повышенноалюминистые глаукониты образовались у берега, а железистые — на удалении от него; те и другие — вне ассоциации с рудами: алюминийевые глаукониты связаны с сероцветными терригенными и карбонатными отложениями, а железистые с красноцветными, главным образом карбонатно-глинистыми, также обогащенными железом. На фоне зональности первичного химического состава МГГ проявляется зональность постседиментационного их изменения: среди железистых разновидностей — по типу ожелезнения, среди глиноземистых — по типу алюминизации, среди высокомагнезиальных — по типу омагнивания.

Максимальная степень изменений фиксируется в отдельных горизонтах разреза, отличающихся максимальными перепадами осадков и перерывами в осадконакоплении, что проявляется в резком сокращении мощности разреза глауконитоносных отложений, наличии горизонтов битых зерен глауконита, примеси наиболее грубого терригенного материала. Следы подводного перепада, совпадение зональности первичного химического состава глауконита и направленности вторичных изменений позволяют говорить нам о древнем подводном выветривании морских отложений

и сравнивать этот процесс с гальмиролизом. Спецификой проявления гальмиролиза в древних эпиконтинентальных морских отложениях является определенное сходство с химизмом процессов выветривания, протекавших на прилегающей суше. Автору представляется, что, говоря о гальмиролизе в целом, мы можем считать это явление древним, эволюционировавшим в связи с эволюцией самих морских бассейнов и постепенно утратившим прямую связь с процессами выветривания на суше, из-за чего осадочное прибрежно-морское железорудонакопление и бокситообразование разделились пространственно: железорудонакопление сместилось в глубь морей и океанов (железо-марганцевые конкреции), а бокситообразование — на континенты. Гальмиролиз, сопряженный с процессами выветривания, и образующиеся в результате этих процессов полезные ископаемые (руды Fe и Al, россыпи устойчивых к выветриванию минералов, различные глины и т.д.) являются индикаторами палеоклимата, особенно таких его параметров, как температура и влажность. Этот вопрос в литературе широко обсуждается.

Практически повсеместное проявление процессов окисления Fe^{2+} зафиксировано нами впервые в глауконитах нижнего кембрия Сибирской платформы и палеогена Сирии. Оба этих района расположены в зоне древних субтропиков. Все это не исключает широтно-климатического контроля отмеченных процессов вторичного изменения МГГ: алюминизации, ожелезнения, окисления железа в глауконите и т.д. Отчетливо устанавливающаяся связь глауконитообразования с поступлением продуктов зрелой коры выветривания в морской бассейн осадконакопления и данные о времени пребывания Si, Al, F в морском бассейне (100–1000 лет) позволяют достаточно корректно оценить время, в течение которого кора выветривания могла питать морской бассейн своими продуктами: это время измеряется миллионами, а в ряде случаев, возможно, — и первыми десятками миллионов лет.

Очевидно, такой длительный процесс поставки материала из коры выветривания мог протекать только на фоне устойчивого спокойного тектонического режима и теплого влажного климата в периоды климатических оптимумов.

Кроме зональности химического состава МГГ, в бассейнах намечается минералогическая зональность состава микроконкреций. Так, шамозитовые микроконкреции фиксируют область непосредственного поступления пресных вод с суши: дельту, лагуну, опресненный залив. У бессточных побережий образовывался глауконит, который в бассейнах юры, мела, палеогена замещался с глубиной смешаннослойными глауконит-монтмориллонитовыми минералами, чего практически не наблюдается в нижнем палеозое и верхнем докембрии. Последняя особенность, как нам представляется, связана с морфологией редукционной зоны: в плоских мелководных эпиконтинентальных бассейнах раннего палеозоя (Сибирской платформы) редукционная зона имела два максимума: вблизи берега и на удалении — в связи с отмелями и островами. В мезозое — кайнозое морфология бассейнов изменилась (Западная Сибирь, Русская платформа): наметилась центральная, относительно глубоководная область и редукционная зона стала иметь один четко выраженный максимум развития — прибрежный мелководный. В ряде случаев преобладание монтмориллонитовых слоев в смешаннослойном глауконит-монтмориллонитовом минерале может быть связано с возрастанием роли Si в иловой воде.

От древних эпох к молодым в составе МГГ увеличивается содержание Fe^{++} , Si, Ca, Na, уменьшается Al, Mg. Увеличение содержания Al в МГГ от молодых отложений к древним [Smulikowski, 1954; Казаков, 1964;

Николаева, 1971, 1977 а,б] и смена железистых МГГ фанерозоя алюминистыми в докембрии [Николаева, 1971, 1977а] отражают, очевидно, общую эволюцию физико-географических процессов осадко- и рудообразования на континенте, в частности процессов выветривания. Установленные закономерности эволюции состава МГГ хорошо согласуются с данными об изменении обстановок бокситообразования в геологической истории [Михайлов, 1975], проявившемся в том, что от позднего протерозоя к палеогену и неогену образование бокситов перемещается из прибрежно-морских и лагунных обстановок на островную, а затем и континентальную сушу, распространяясь при этом с карбонатного на алюмосиликатный субстрат. Эти данные объясняют закономерное появление алюминиевых МГГ в прибрежно-морских отложениях докембрийских бассейнов, обусловленное существенно иными физико-химическими условиями осадко-накопления в те времена. Повышение температуры [Казанский, 1979], более высокие влажность древней атмосферы [Синицын, 1967] и pH континентальных и морских вод могли обусловить гидролитическое извлечение Al и его высокую подвижность, позволившую ему достигать морского бассейна с большей легкостью, чем Fe. Со временем в связи с заселением суши растительностью образовались более кислые воды на суше и снизился pH морской воды, что способствовало большей подвижности Fe, содержание которого достигло максимальных для МГГ значений в позднем мелу и палеогене. Содержания Si в МГГ увеличиваются от древних эпох к молодым, отражая, как нам представляется, качественные изменения в проявлении процессов выветривания.

На фоне направленного изменения состава МГГ от древних эпох к молодым наблюдаются периодические увеличения содержаний отдельных элементов до максимальных значений. Самые высокие содержания Mg, F и Fe^{2+} отмечаются в вендских и нижнекембрийских МГГ из отложений солеродного бассейна Сибирской платформы. Этот возрастной интервал мог характеризоваться, по данным многих исследователей [Holland, 1965; Ронов и др., 1972; Казанский, 1976; и др.], и нашим в том числе, повышенным содержанием Mg в морской воде, сочетание которого с благоприятной фациальной обстановкой (эвапоритовый бассейн) создало уникальные условия для образования высокомагнезиальных разновидностей МГГ — булайнитов [Николаева, 1977а]. Аналоги этих минералов до настоящего времени нигде более не встречены. МГГ с максимальным содержанием Fe^{3+} характерны для позднемелового и палеогенового времени — эпох образования морских оолитовых железных руд. Минералы с максимальным содержанием Si встречены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях, соответствующих эпохам интенсивного морского кремненакопления.

Максимальные содержания Al в МГГ рифея и венда, как и общие закономерности размещения бокситов в докембрийских толщах, подтверждают перспективность на бокситы древних прибрежно-морских карбонатных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбунова Л.И. Результаты сравнительного изучения глаукоцитов разных фаций. — Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 5, с. 867—870.
Горецкий Ю.К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условий их образования. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—119.

- Гурова Т.И. Глауконитоносные формации эоценовых отложений западной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым. Новосибирск: СНИИГГМС, 1960, вып. 10, с. 117–119.
- Казakov Г.А. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, вып. 2, с. 539–555.
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976, 272 с.
- Казанский Ю.П. О роли приповерхностных термобарических условий в развитии жизни на Земле. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 100–103.
- Казаринов В.П. Циклы докембрия. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ, 1973, с. 4–15.
- Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Волков И.И. О соотношении обломочного и аутогенного глауконита в современных осадках океанов — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 3, с. 136–141.
- Махнин В.А. К минералогии глауконита олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. — В кн.: Минералогический сборник. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1951, № 5, с. 219–226.
- Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. 111 с.
- Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 41–54.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 320–336.
- Николаева И.В. Глауконит в схеме аутигенного минералообразования. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977а, с. 83–88.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977б. 320 с.
- Николаева И.В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4–42.
- Палеогеография СССР. М.: Недра, 1975, т. 3. 200 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
- Ронов А.Б. Общая тенденция в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 717–743.
- Ронов А.Б., Миздусов А.А., Ярошевский А.А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 88–98.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.
- Тейс Р.В., Найдун Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Недра, 1973. 255 с.
- Ясаманов Н.А. Температурные условия меловых и палеогеновых морей Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 92–102.
- Ясаманов Н.А. Палеотермометрия палеогеновых морей юга СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 134–141.
- Bowen R. Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoides and Jurassic paleoclimatology. — J. Geol., 1961, vol. 69, N 3, p. 309–320.
- Gallagher R.W. Glauconite genesis. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, col. 46, p. 1351–1366.
- Holland H.D. The history of ocean water and its effects on the chemistry of the atmosphere. — Proc. N.D. Acad. Sci., 1965, vol. 53, N 6, p. 1194–1204.

М. И. КАРПОВА, А. С. МИХАЙЛОВ

УРАН КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ ОБСТАНОВОК И УСЛОВИЙ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ БАССЕЙНАХ

Поведение урана и фосфора в процессе фосфатогенеза относится к числу сложных и в некоторых аспектах слабо разработанных вопросов. Характер взаимосвязей урана с фосфатами определяется многими факторами: колебаниями содержания урана в водах конкретных бассейнов в эпохи формирования фосфоритов; длительностью времени, в течение которого фосфориты подвергались действию урансодержащих растворов; физико-химическими параметрами среды бассейна фосфатонакопления и осадка при последующих диа- и постдиагенетических процессах и др.

Ниже рассматриваются особенности геохимического поведения урана на различных этапах фосфатформирующего процесса (седиментация, ранний и поздний диагенез, выветривание) в конкретных физико-химических обстановках зон фосфоритообразования. Для этой цели были использованы данные о пространственном распределении урана в фосфоритах различной формационной и генетической принадлежности и различного возраста, начиная с кембрия и до палеогена включительно (табл. 1). Данные были получены с помощью прямого и высокочувствительного метода f -радиографии [Берзина, 1971].

Фосфатный минерал во всех изученных фосфоритах по составу отвечает фторкарбонатапатиту, что подтверждается его физико-химическими параметрами. $N_{\text{ср}} = 1,596-1,633$. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 9,30-9,35 \text{ \AA}$; $c_0 = 6,87-6,89 \text{ \AA}$. Величины отношений $\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5$ равны соответственно $0,06-0,18$ и $0,04-0,12$. В фосфоритах этот минерал присутствует большей частью в трех генерациях. Самый ранний фосфат имеет обычно скрытокристаллическое строение, фосфат второй генерации — микрозернистое. Он образован за счет частичной раскристаллизации скрытокристаллической разности. Наиболее поздним (третья генерация) является радиально-лучистый яснокристаллический фосфат, формирующийся из внутрипоровых растворов на поздних стадиях консолидации осадка. Как видно из табл. 1, фосфат кальция в фосфоритах ассоциирует с различными минералами: глауконитом, кальцитом, доломитом, халцедоном, пиритом и др.

Морские фосфориты. Брекчиевые фосфориты Удско-Селемджинского бассейна связаны с вулканогенно-кремнистой формацией среднего и верхнего кембрия. В качестве основных минеральных компонентов они содержат фосфат кальция и кварц. Незначительную часть составляют карбонаты. Текстура фосфоритов брекчиевая, обусловленная присутствием угловатых, реже округлых обломков фосфоритов, кварцитов и кремней размером от долей миллиметра до 1–3,5 см, сцементированных фосфатным веществом. Последнее в обломках и цементе имеет в основном микрозернистое, реже — скрытокристаллическое строение (вторая и первая генерации). Обломки кремня и кварца слагаются зернами тонко- и мелкозернистого кварца, в котором постоянно наблюдаются пылевидные включения фосфата (?). Уран в брекчиевых фосфоритах связан с фосфатным веществом, в котором распределяется равномерно.

Микрозернистые фосфориты бассейна Каратау принадлежат к кремнисто-карбонатной формации кембрийского возраста. Они состоят из фосфата кальция с включениями доломита, кальцита, кварца, халцедона, наряду с которыми встречаются пирит и гидроокислы железа

Таблица 1

Характеристика фосфоритов разных генетических типов

Тип осадконакоплений	Тип фосфоритов	Вмещающая формация и ее возраст	Минералы-спутники фосфата кальция		Фосфоритоносные бассейны
			главные	второстепенные	
Морской	Брекчиевый	Вулканогенно-кремнистая, $С_{m_2} - 1$	Кварц	Кальцит, доломит	Удско-Селемджинский
	Микрозернистый	Кремнисто-карбонатная, $С_{m_1}$	Доломит, кальцит, халцедон	Кварц, пирит, гидроокислы железа (гидрогётит)	Каратауский
	Ракушняковый	Органогенно-терригенная, O_1	Кварц, иногда доломит	Пирит, мельниковит, гидрогётит	Прибалтийско-Ладожский
	Афанитовый	Терригенно-кремнисто-карбонатная, P_1	Кальцит, доломит, халцедон	Пирит, опал, монтмориллонит, гидрослюда, гематит	Уральский
	Конкреционный (желваковый)	Терригенно-глауколитовая, $J_3 - K_2$	Кварц, глауконит	Кальцит, пирит, сидерит, гидрогётит, опал	Волжский, Актюбинский, Днепропетровско-Донецкий
	Зернистый	Терригенно-карбонатная, P_1^2	Кальцит, кварц, доломит	Пирит, глауконит, гидрогётит и др.	Среднеазиатский
Континентальный	Брекчиевидный	Кора выветривания, $MZ - KZ$	Кальцит, кварц	Пирит, гидрогётит	Уральский, Алтае-Саянский

(гидрогётит). Фосфатное вещество сосредоточено главным образом в зернах и оолитах. Оно присутствует в трех генерациях. Фосфат первой и второй генераций (скрытокристаллический и микрозернистый) слагает зерна и центральную часть оолитов. Концентры последних образованы фосфатом третьей генерации — либо светло-желтым яснокристаллическим радиально-лучистым, либо бурым изотропным. В фосфатных зернах и оолитах наблюдаются включения халцедона (5–50%), карбоната (2–50%), гидроокислов железа (1–10%), пирита. Цементом оолито-зернистого материала чаще всего служат доломит или скрытокристаллический фосфат.

f-радиографические исследования показали, что основным концентратом урана в микрозернистых фосфоритах является скрытокристаллический и слабо раскристаллизованный фосфат кальция. В изотропном буровато-коричневом фосфате каевок содержание урана понижается, а в яснокристаллическом фосфатном веществе он не обнаружен (рис. 1, а, б).

Особенности распределения урана в фосфатных зернах, оолитах и цементе определяются наличием и характером минеральных примесей в фосфате — халцедона, карбоната, гидроокислов железа и др. При отсутствии последних распределение урана в фосфате довольно равномерное, в то время как наличие включений карбоната, халцедона и пирита, не содержащих обычно урана, обуславливает "пятнистый" характер его распределения. В участках с повышенной тонкодисперсной примесью органики и гидроокислов железа уровень содержания урана резко поднимается.

Р а к у ш н я к о в ы е ф о с ф о р и т ы Прибалтийско-Ладожского бассейна приурочены к нижнеордовикской органогенно-терригенной формации.

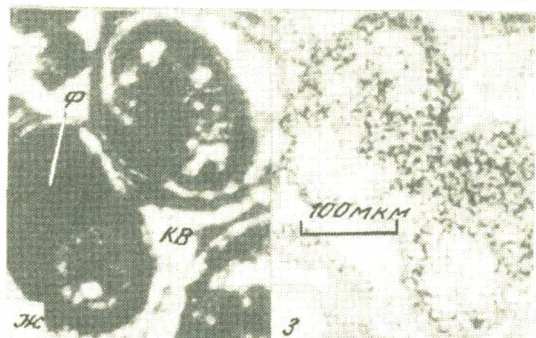
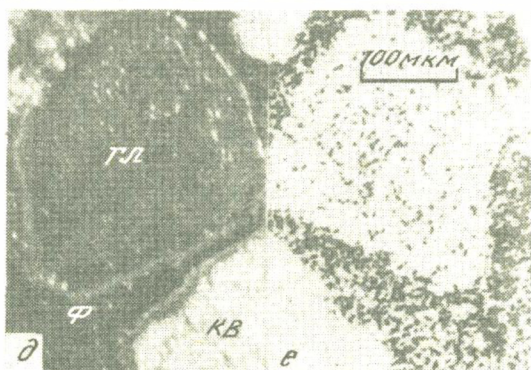
Это кварцевые пески, реже песчаники, в различной степени насыщенные фосфатными раковинами оболит и их обломками (от 10–15 до 50–70%). Основные минеральные компоненты фосфатных руд — фосфат кальция и обломочный кварц, второстепенные — пирит, доломит, гидроокислы железа, мельниковит и др. Основная масса фосфата кальция заключена в раковинах оболит. Раковины имеют микропластинчатое строение. Пластинки (толщиной 0,01–0,08 мм) состоят из фосфата двух генераций: буровато-коричневого скрытокристаллического (первая генерация) и светло-желтоватого, почти бесцветного тонковолокнистого (вторая генерация). Нередко можно наблюдать, как по простиранию пластинки скрытокристаллический фосфат переходит в тонковолокнистый. Большая часть раковин оболит сильно пиритизирована. Пирит либо рассеян в виде точечных стяжений, либо выполняет трещинки и образует пленки на раковинах оболит. Кроме того, в оболитах содержатся черные сажистые сгусткообразные выделения мельниковита, пронизанные мельчайшими включениями пирита. Кварц в фосфоритах этого типа присутствует в виде зерен размером 0,1–0,5 мм, которые иногда сцементированы мелко- и среднезернистым доломитом. В последнем наблюдаются сгустки гидроокислов железа, развившиеся по пириту.

Р и с. 1. Распределение урана в микрозернистых, афанитовых, конкреционных и зернистых фосфоритах

Каратауский бассейн: а — шлиф микрозернистого фосфорита, б — детектор; Уральский бассейн: в — шлиф афанитового фосфорита, г — детектор; Актюбинский бассейн: д — шлиф конкреционного фосфорита, е — детектор; Среднеазиатский бассейн: ж — шлиф зернистого фосфорита, з — детектор

Условные обозначения к рис. 1 и 2

гл — глаукозит, к — кальцит, кв — кварц, кр — карбонат (доломит), ф — фосфатное вещество, фр — фосфат радиально-лучистый, фс — фосфат скрытокристаллический



В рассматриваемых фосфоритах уран фиксируется в фосфатном веществе, мельниковите, гидроокислах железа. В тонковолокнистом фосфате концентрация урана по сравнению со скрытокристаллическим резко снижается. В пирите, кварце, доломите уран не обнаруживается.

Афанитовые фосфориты терригенно-кремнисто-карбонатной формации нижней перми (Уральский бассейн) в качестве породообразующих компонентов содержат фосфатное вещество и кальцит, иногда доломит и халцедон. Все эти компоненты локализируются в микропрослоечки. Встречаются также опал, глинистый материал, пирит, гематит, органическое вещество. Фосфатные прослойки слагаются в основном скрытокристаллическим и микрозернистым фосфатами (первая и вторая генерации), образующими овальные стяжения размером до 0,2 мм. Радиально-лучистый фосфат выстилает стенки микропустот и трещин. В фосфатных прослойках часто присутствуют выделения халцедона, доломита и кальцита. Как правило, наблюдаются многочисленные фосфатизированные раковины радиолярий, фораминифер и др. Иногда они целиком выщелочены, а пустоты от их выщелачивания заполнены вторичным мелкозернистым кальцитом, изредка халцедоном.

Уран в афанитовых фосфоритах обнаруживается методом f -радиографии в фосфатном веществе всех трех генераций. Максимум его концентрации связан с микрозернистой и скрытокристаллической разностями, в которых наблюдается равномерное его распределение с некоторым увеличением содержания в участках с повышенной примесью органического вещества. В радиально-лучистом фосфате уровень концентрации урана понижается в несколько раз (см. рис. 1, а, г). Во всех случаях повышенные концентрации урана наблюдаются в гидроокислах железа, в какой бы ассоциации они ни находились. В кальците, доломите, кварце и пирите уран не выявляется. Исключение составляет вторичный кальцит, заполняющий округлые и овальные пустоты от выщелоченной микрофауны. Содержание урана в нем на порядок выше, чем в окружающей фосфатной массе.

Желваковые фосфориты связаны с глауконит-терригенной формацией верхней юры—палеогена (Волжский, Актюбинский бассейны). Желваки фосфоритов состоят из фосфатного вещества, обломочных и аутигенных минералов. Главными породообразующими компонентами фосфоритов являются фосфат, обломочный кварц, глауконит, иногда кальцит и гидроокислы железа в форме железистых оолитов. Подчиненное значение имеют пирит, сидерит, опал, редкие зерна полевых шпатов, обломки кварцита, чешуйки слюд, гидроокислы железа. Последние образуют сгустки, хлопья, заполняют трещинки. Фосфатное вещество служит цементом обломочного и глауконитового материала. В основной массе оно присутствует в скрытокристаллической модификации (первая генерация), содержащей обычно тонкодисперсную примесь органического вещества, глинистых минералов и др. Радиально-лучистый фосфат (вторая генерация) образует каемки крустификации на поверхности зерен и стенках пустот. Глаукониты в основном изменены, что выражается в их частичном обесцвечивании, обохривании, пиритизации или фосфатизации.

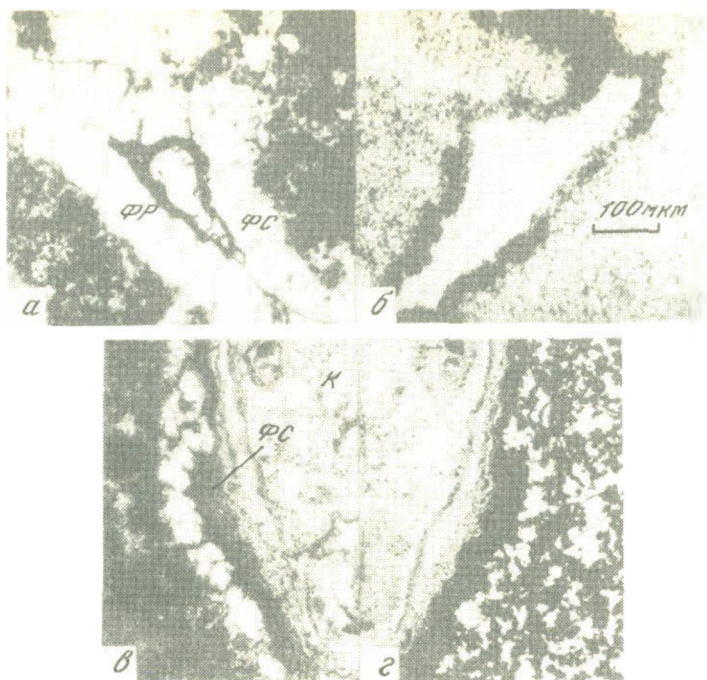
Как было показано ранее [Берзина и др., 1976, 1978], главным концентратом урана в конкреционных фосфоритах является скрытокристаллическое фосфатное вещество. Уран в нем распределен относительно равномерно, лишь в участках с повышенной примесью органического вещества отмечается увеличение его концентраций. Дополнительным носителем урана в конкреционных фосфоритах является измененный глауконит, обесцвеченный или ожелезненный (см. рис. 1, д, е).

Зернистые фосфориты терригенно-карбонатной формации палеогенового возраста (Среднеазиатский бассейн) состоят из фосфатного зернистого материала, сцементированного глинисто-карбонатным, реже — глинистым или фосфатным цементом. В незначительном количестве встречаются доломит, пирит, гидроокислы железа, гематит, гипс, цеолиты и др. В фосфатном зернистом материале преобладают в различной степени замещенные скрытокристаллическим и микрозернистым фосфатом (первая и вторая генерации) первично-кальцитовые раковины фораминифер, ядра гастропод, пеллеципод и других фаунистических остатков. Меньшее значение имеют оолиты и костный детрит — обломки зубов, костей, позвонков и чешуя рыб. В ядре оолитов наблюдаются фосфатные зерна, сложенные скрытокристаллическим и микрозернистым фосфатом, редко — зерна кварца или обломки фауны. Концентры состоят из радиально-лучистого фосфата самой поздней генерации. Костный детрит сложен бесцветным или бледно-желтым кристаллическим фосфатом с волнистым угасанием и низким двупреломлением.

Уран в зернистых фосфоритах приурочен к фосфатному веществу всех трех генераций. Характер его распределения обычно равномерный, за исключением участков, содержащих повышенное количество примеси органического вещества и гидроокислов железа, где содержание урана возрастает. Повышение концентрации урана в этих участках и отсутствие его в нефосфатных компонентах породы обуславливает пятнистое, неравномерное распределение урана не только в целом по породе, но и в отдельных зернах и оолитах.

Фосфориты коры выветривания. Фосфориты этого типа изучались на примере месторождений Алтае-Саянского и Уральского бассейнов.

Фосфориты коры выветривания Алтае-Саянского бассейна состоят из фосфатных и кремнисто-кварцевых обломков, заключенных в песчано-глинистой массе или фосфатном веществе. Незначительную примесь в фосфоритах составляют гидроокислы железа. Фосфатное вещество присутствует в трех генерациях. Самой ранней является скрытокристаллическая разность, изотропная, интенсивно обогащенная органикой и гидроокислами железа. Ею сложены обломки неправильной формы. Вторая генерация фосфата кальция представлена микрозернистым светло-серым и серым агрегатом, который наблюдается в виде обломков и частично в цементе. Наиболее поздним является яснокристаллический радиально-лучистый переотложенный фосфат. Он образует гнезда, прожилки, каемки крустификации толщиной 0,3—0,5 мм на стенках пустот и обломках фосфоритов и кремней. Каемки крустификации имеют сложное строение. В основании располагается относительно мелкозернистый фосфат, размеры кристалликов которого не более 0,05—0,1 мм. Они ориентированы беспорядочно и содержат тонкодисперсную примесь, не поддающуюся диагностике под микроскопом. Мелкозернистый фосфат переходит в более крупнокристаллическую разновидность. Последняя состоит из таблитчатых и короткопризматических кристаллов размером до 0,02—0,04 мм; *f*-радиографические исследования показали, что практически единственным носителем урана в рассматриваемых фосфоритах является фосфатное вещество (рис. 2, а, б). Все выделенные генерации фосфата, однако, по уровню концентрации урана весьма существенно различаются между собой. Максимальной ураноносностью характеризуется мелкозернистый фосфат основания крустификационных каемок, минимальной — его полнокристаллическая, наиболее крупнозернистая модификация. Промежуточное положение по содержанию урана занимает микрозернистый и скрытокристаллический фосфат обломков. При этом скрытокристаллическому



Р и с. 2. Распределение урана в фосфоритах коры выветривания

Уральский бассейн: а — шлиф фосфорита, б — детектор; Алтае-Саянский бассейн: в — шлиф фосфорита, г — детектор

фосфату присущи несколько более повышенные концентрации урана по сравнению с микрозернистым.

Фосфориты Уральского бассейна представляют собой в различной степени фосфатизированные органогенно-обломочные известняки. В качестве породообразующих компонентов они содержат фосфат кальция и кальцит. Кроме того, в них постоянно присутствуют пирит, гидроокислы железа (гидрогётит), органическое вещество. Фосфат присутствует в трех генерациях: скрытокристаллической (наиболее ранней), микрозернистой (продукт частичной раскристаллизации фосфата первой генерации) и радиально-лучистой. Скрыто- и микрозернистый фосфат слагает участки неправильной формы и локализуется в микропрослойки мощностью 1—1,5 мм. Радиально-лучистый фосфат инкрустирует стенки пустот и трещин. Он образует игольчатые кристаллы размером 0,02—0,15 мм.

Кальцит присутствует в двух формах — био- и хемогенной. Биогенным кальцитом слагаются остатки фораминифер и брахиопод. Первичный тонкопелитоморфнозернистый кальцит (первая генерация) составляет наряду с фосфатом основную массу породы, в которую заключены кальцитовые и фосфатизированные органогенные остатки. Местами он сохраняется, избежав замещения, и содержит обычно примесь органики, фосфата или гидроокислов железа. Кальцит второй генерации представлен агрегатом зерен размером 0,3—0,7 мм, выделяющихся в пустотах и трещинах и нередко во внутренних полостях частично фосфатизированной фауны. Он лишен каких-либо примесей. Кальцит третьей, наиболее поздней генерации образует колломорфные выделения, состоящие из нескольких

слоев нарастания, разделенных фосфатными или железистыми пленками. Этот кальцит тонко импрегнирован фосфатным и органическим веществом.

Сложные взаимоотношения фосфата и кальцита обусловили крайне неравномерный характер распределения урана в фосфоритах. Главным концентратором урана в них является фосфат кальция, и в первую очередь его скрытокристаллическая разность (рис. 2, в, з). Содержат уран также гидроокислы железа и органическое вещество. Уран фиксируется и в участках тесного сращения фосфата и кальцита. Его присутствие здесь определяется тонкой примесью фосфатного и органического вещества. В карбонатных прослойках наблюдается причудливое ("петельчатое") распределение урана, связанное с прожилковыми выделениями радиально-лучистого фосфата в межзерновых пространствах.

Итак, результаты f -радиографии показали, что ведущая роль в концентрации урана в фосфоритах всех генетических типов принадлежит фосфатному веществу. При этом уровень концентрации урана, как правило, находится в прямой зависимости от степени раскристаллизации фосфата. В морских фосфоритах скрытокристаллический фосфат самой ранней генерации повсеместно содержит наибольшее количество урана, радиально-лучистый (поздняя генерация) — наименьшее. В континентальных фосфоритах наблюдается более сложная картина. Помимо фосфата кальция, уран присутствует в гидроокислах железа (гидрогётите), мельниковите, измененном глауконите, органическом веществе, иногда кальците, образующих специфические ассоциации в каждом генетическом типе фосфоритов. Подобный характер распределения урана в фосфоритах обусловлен особенностями геохимического поведения урана и фосфора в процессе литогенеза.

Одним из главных факторов, влияющих на миграцию и осаждение урана в земной коре, является, как известно, окислительно-восстановительный потенциал. В окислительных условиях уран обладает высокой миграционной способностью, так как образует легкорастворимые шестивалентные соединения. В условиях морских бассейнов широко распространены реакции восстановления шестивалентного урана, приводящие к осаждению его в виде труднорастворимых четырехвалентных соединений. В восстановительной и слабовосстановительной обстановке осаждаемые ранее соединения урана обычно инертны и не поддаются перераспределению.

Существенными факторами, контролирующими распределение урана в бассейне седиментации, являются также комплексообразование (при наличии в природных водах повышенных концентраций таких комплексообразователей, как PO_4^{3-} , VO_4^{3-} и др.) и сорбционные процессы, обуславливающие сорбцию на коллоидных осадках. Наиболее эффективными среди последних являются фосфаты кальция, гидроокислы и сульфиды железа и др.

Определенное влияние на формы переноса и осаждения урана оказывает и pH среды. Наиболее высокой миграционной способностью уран обладает в карбонатных щелочных и кислых сульфидных средах. В водах, содержащих HCO_3^- и CO_3^{2-} , при щелочных значениях pH растворимые соединения урана образуются на основе уранил-карбонатных ионов $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ и др. [Евсеева, Перельман, 1962].

Поведение фосфора в природных бассейнах и осадках в большей степени зависит от изменения концентрации водородных ионов, поскольку области существования фосфата кальция определяются значениями pH. В отличие от урана окислительно-восстановительные условия природных сред почти не оказывают влияния на поведение фосфора. Бассейны фос-

фосфоритонакопления представляют собой сложные физико-химические системы. Важнейшей является фосфатно-карбонатная система, в которой состояние фосфатов регулируется поведением карбонатов, поскольку последние определяют ряд физико-химических параметров среды, в том числе pH. Реже природные обстановки отвечают простой фосфатной системе. С первыми связано формирование всех основных типов месторождения фосфоритов — зернистых, микрозернистых и частично конкреционных, а со вторыми — в основном фосфоритов кор выветривания на зрелых стадиях их образования, когда вынос карбонатов завершен.

Осаждение фосфатов из вод, насыщенных карбонат-ионами (карбонаты присутствуют и в твердой фазе), отвечающих фосфатно-карбонатной системе, происходит при уменьшении значения pH. В простой фосфатной системе, когда жидкая фаза насыщена карбонатами или хотя бы даже близка к насыщению ими, сбрасывание фосфора в осадок реализуется, наоборот, при увеличении значения pH, что происходит вплоть до достижения насыщения карбонатами [Михайлов, 1973; и др.]. Окислительно-восстановительные реакции в земной коре прямо не оказывают влияния на миграцию и осаждение фосфатов кальция. В природных условиях фосфориты, состоящие преимущественно из фосфатов кальция, могут образовываться одинаково как в восстановительной, так и в окислительной обстановке по приведенным выше двум схемам.

Процессы обогащения фосфоритов ураном сложны и многообразны, поскольку они протекают в многокомпонентных системах, в которых, как показали f -радиографические исследования, уран может связываться не только фосфатами кальция, но и органическим веществом, окислами и сульфидами железа, алюмоферрисиликатами и другими соединениями.

Таким образом, поведение фосфора и шестивалентного урана, их миграция, осаждение и концентрация в фосфатно-карбонатной и фосфатной системах в окислительной обстановке в значительной мере совпадают. В восстановительной среде процессы переноса и осаждения урана и фосфора в большинстве случаев независимы друг от друга. Это обусловлено тем, что уран в восстановительных средах существует в основном в форме четырехвалентных труднорастворимых соединений и теряет способность к миграции, в то время как фосфор, поведение которого практически не зависит от окислительно-восстановительного потенциала, при этом может перераспределяться так же, как и в окислительных условиях (табл. 2).

При изохимических процессах, когда происходит лишь перекристаллизация минералов — фосфатов, карбонатов, сульфидов и других, перераспределения соединений урана почти не происходит. Они лишь вытесняются в межзерновое пространство и концентрируются на поверхности кристаллов и их агрегатов.

Таким образом, в условиях осадконакопления и диагенеза можно наметить ряд процессов, которые осуществляются в определенных обстановках и приводят к совместной или раздельной концентрации, рассеянию и перераспределению урана и фосфата (см. табл. 2).

Наблюдаемое пространственное распределение урана в различных типах фосфоритов (с учетом приведенных общих положений о поведении соединений урана и фосфора в различных средах) позволяет сделать ряд выводов о поведении и распределении урана на основных этапах фосфоритоформирующего процесса в разных обстановках. Уран при этом выступает как индикатор эволюции обстановок и условий фосфатонакопления.

Таблица 2. Некоторые типы физико-химических процессов, протекающих на поверхности осадка и в осадке и контролирующих совместную или раздельную концентрацию, рассеяние и перераспределение фосфатов кальция и соединений урана

Типы процессов			Поведение в окислительных и восстановительных условиях		Поведение соединений урана	
по характеру перераспределения вещества	в зависимости от состава осадка	по изменению pH раствора (бассейнов или поровых вод)	фосфатов кальция	карбонатов кальция или магния (кальцит, доломит)	в окислительных условиях	в восстановительных условиях
С перераспределением вещества	Присутствуют карбонаты и фосфаты	pH повышается от 7,5 до 8,5 (увеличивается щелочной резерв)	Растворяются из осадка и замещаются карбонатами	Из раствора осаждаются в поровое пространство или замещают фосфаты и SiO_2 ; в осадке неподвижны	Растворяются из осадка и выносятся совместно с фосфатами	В осадке неподвижны; из раствора осаждаются
		pH понижается от 8,5 до 7-6,5 (щелочной резерв уменьшается)	Из раствора осаждаются в пространство и замещают карбонаты; в осадке неподвижны	В осадке растворяются и замещаются фосфатами	В осадке неподвижны; из раствора осаждаются совместно с фосфатами, гидроокислами железа	
	Присутствуют фосфаты, карбонаты отсутствуют	pH повышается от 5 до 7,5-8,0	Из раствора осаждаются в поровое пространство вплоть до достижения раствором состояния насыщения карбонатами; в осадке неподвижны	В растворе степень насыщения карбонатами увеличивается	В осадке, как и фосфаты, неподвижны; только при $\text{pH} > 7$ могут в небольшом количестве растворяться	
		pH понижается от 7,5 до 5,0-4,0	Растворяется из осадка	В растворе степень насыщения карбонатами уменьшается	При нейтральных и слабощелочных значениях pH в осадке неподвижны; при кислых значениях pH из осадка растворяется совместно с фосфатами	
Без перераспределения (перекристаллизация)	Присутствуют либо фосфаты, либо фосфаты и карбонаты	Условия не изменяются	Перекристаллизация и укрупнение кристаллов	Перекристаллизация и укрупнение кристаллов	При перекристаллизации карбонатов соединения урана и органического вещества отселяются в межзерновое пространство и в дефекты внутри кристаллов	

Примечание. Резкую границу между окислительными и восстановительными условиями можно провести лишь условно. В промежуточной между ними области могут существовать, особенно в неравновесных условиях, одновременно соединения шести- и четырехвалентного урана. В зависимости от их соотношения поведение урана в этой области может приближаться к поведению его либо в окислительных, либо в восстановительных условиях.

Данные *f*-радиографических исследований о ведущей роли скрыто-кристаллического фосфата самой ранней генерации в концентрации урана свидетельствуют о сингенетическом накоплении в морских фосфоритах фосфора и урана в окислительной или слабовосстановительной среде. При этом микрозернистые, зернистые и брекчиевые фосфориты формировались в условиях сложной фосфатно-карбонатной системы из щелочных вод при снижении значений pH.

Начало формирования конкреционных фосфоритов в процессе седиментации и раннего диагенеза происходило в условиях простой фосфатной системы также в окислительной обстановке. При насыщении вод карбонат-ионами в результате увеличения pH до нейтральных и слабощелочных значений происходило сбрасывание фосфора в осадок. Первые стадии фосфатообразования, протекавшие в том и другом случае в окислительной обстановке при изменении pH в фосфатоформирующих бассейнах до значений, близких к нейтральным (к моменту садки фосфатов), приводили к прямому соосаждению основной массы урана с фосфором. Этот процесс еще более усиливался сорбцией урана на свежесосажденном коллоидном фосфате кальция, что подтверждается фактом максимальной обогащенности ураном самой ранней скрытокристаллической модификации фосфата во всех без исключения генетических типах морских фосфоритов, кроме ракушняковых.

Обогащение раковин оболгод в ракушняковых фосфоритах ураном происходило главным образом после их погружения на дно в условиях, когда они в течение длительного времени имели контакт с морской водой.

На ранних стадиях диагенеза под влиянием процессов, протекавших в иловых средах, одновременно и противоположно влиявших на растворимость фосфатов, карбонатов, кремнезема и других минеральных фаз, происходило перераспределение всех этих соединений и формирование фосфатных сгустков, стяжений, зерен, оолитов, конкреций. Как правило, физико-химические условия в донных средах характеризуются крайней неравномерностью. Судя по тесной пространственной ассоциации фосфата с пиритом, мельниковитом, гидроокислами, органическим веществом, а в конкреционных фосфоритах — с глауконитом, перераспределение фосфата в иловых средах происходило в широком диапазоне значений окислительно-восстановительного потенциала. В условиях неустойчивого окислительно-восстановительного режима, отвечающего открытой системе, связанной с донными водами бассейна, в результате периодической смены реакций окисления и восстановления соединений урана продолжалось совместное перераспределение урана и фосфора, сопровождавшееся энергичной сорбцией урана свежесосажденными гелями фосфата, в меньшей мере — глауконитом, мельниковитом. На отдельных участках происходило восстановление урана органическим веществом. Это обусловило сложный характер распределения урана в фосфатных зернах, оолитах (зернистые и микрозернистые фосфориты) и глауконитах (конкреционные фосфориты), повсеместное уменьшение его концентрации в фосфате, слабо обогащенном органикой. На более поздних стадиях диагенеза по мере консолидации, уплотнения и литификации осадков условия в иловых средах становятся более стабильными и равномерными, отвечающими закрытой системе. При этом в большинстве случаев создается восстановительная обстановка, в результате чего практически весь уран переходит в четырехвалентную форму, не поддающуюся перераспределению. Осреднение физико-химических условий в осадке приводит к тому, что процессы перераспределения фосфатов и других минералов на стадии позднего диагенеза

за хотя и не прекращаются совсем, но в значительной мере замедляются и их интенсивность снижается. В этих условиях, когда уран становится неподвижным, образуются обедненные ураном генерации фосфата. На последующих стадиях формирования осадка в условиях выравнивания физико-химических параметров происходит лишь изохимическая перекристаллизация фосфатов, сульфидов, в результате чего соединения урана вытесняются из микрокристаллов поздних генераций этих минералов в межзерновое пространство, а из фосфатных радиально-лучистых каемок кристаллизации и центров оолитов — в тонкие межконцентрические прослойки и пленки. На стадии позднего диагенеза и раннего эпигенеза происходит также фиксация урана в кальците афанитовых фосфоритов.

Предыдущими исследователями отмечается слабая радиоактивность карбонатных фосфоритов, содержащих более 3–4% свободного CO_2 , и обратная корреляция между содержанием урана в фосфоритах и содержанием CaCO_3 . Это явление обусловлено влиянием иона CO_3^{2-} , препятствующего сорбции урана и образующего с ним карбонатные комплексы $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ и $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$, устойчивые в щелочных условиях. Однако на фоне этой закономерности имеются случаи повышенного содержания урана в карбонатных фосфоритах, например в формации Фосфория (США), содержащих до 30% и более CaCO_3 [Мак-Келви, 1958]. Как показано выше, в изученных нами фосфоритах урансодержащий кальцит образован путем замещения фосфатом органических остатков. Сохранение урана в кальците, замещающем урансодержащий фосфат, свидетельствует о протекании этого процесса в восстановительных условиях, при которых уран сохраняет четырехвалентную форму и не мигрирует в растворах.

В процессе эпигенеза и поверхностного выветривания восстановительная обстановка в большинстве случаев сменяется окислительной и соединения урана в фосфатоносных осадках вновь начинают перераспределяться. Об этом свидетельствует усиливающаяся дифференциация урана в поздних генерациях фосфата и повсеместное присутствие его в гидроокислах железа.

Рассмотренные выше данные по распределению урана во вторичных фосфоритах свидетельствуют, что формирование их происходило в нескольких стадиях, сопровождавшихся неоднократным перераспределением составляющих компонентов под воздействием окислительных, слабоминерализованных вод со слабокислой или нейтральной реакцией (pH от 5–6 до 2). Это вызвало сначала преимущественный вынос карбонатов и замещение их фосфатами, а затем в лишенных карбонатов горизонтах шло растворение фосфатов и их переотложение в более глубокие части месторождения. При этом уран перераспределялся в основном совместно с фосфатом (см. табл. 2).

В богатых органическим веществом фосфоритах выветривание протекало не только в окислительной, но временами и в восстановительной обстановке, о чем свидетельствует повышенное содержание битумного вещества во вторичных фосфатах, ассоциация фосфатов с пиритом и гидроокислами железа. Согласно А.М. Кропачеву [1973], восстановительный барьер возникает в зоне контакта окислительных вод с твердыми органическими веществами. При этом образуется пирит и соединения U^{4+} . В рассматриваемом случае это обусловило фиксацию урана в фосфатном и органическом веществе.

Как свидетельствуют приведенные данные, обогащенные ураном карбонаты могут образоваться в восстановительных условиях, когда урансодержащий фосфат замещается карбонатом (при этом фосфат выносит-

ся, а соединения урана остаются на месте и наследуются карбонатом), а также в результате сорбции содержащимся в карбонате органическим веществом на окислительно-восстановительном барьере.

Таким образом, уран является индикатором обстановки и условий фосфатонакопления в бассейнах седиментации и в диагенезе и может быть использован для определения их эволюции. Так, результаты исследований распределения урана в фосфоритах свидетельствуют о том, что крупные концентрации последних формировались только в окислительных условиях. Такие концентрации установлены начиная с вендской эпохи. Отсутствие их в более ранние периоды, а также в девоне и карбоне может свидетельствовать о значительно меньшем содержании кислорода в атмосфере Земли и недостаточном (для образования крупных концентраций фосфатов) развитии окислительных фаций в бассейнах седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзина И.Г. Определение концентрации и пространственного распределения урана, тория, бора и лития в горных породах. — В кн.: Ядерно-физические методы анализа вещества. М.: Атомиздат, 1971, с. 117–124.
- Берзина И.Г., Друшиц А.В., Карпова М.И. и др. О распределении бора и урана в конcretionных фосфоритах Актобинского бассейна. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 192–194.
- Берзина И.Г., Карпова М.И., Харитонов Р.Ш. О распределении урана в платформенных фосфоритах желвакового типа. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 2, с. 90–98.
- Евсеева Л.С., Перельман А.И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Госатомиздат, 1962. 239 с.
- Кропачев А.М. Факторы миграции и осаждения малых (акцессорных) элементов в зоне гипергенеза. Пермь: Перм. ун-т, 1973. 154 с.
- Мак-Келви В. Уран в фосфатных породах. — В кн.: Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии (г. Женева, 1955 г.). М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 6. Геология урана и тория, с. 577–581.
- Михайлов А.С. Процессы физико-химического осаждения фосфатов при образовании фосфоритов. — В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 23–37.

УДК (552.5:54):551.72:551.585

А.В. ИВАНОВСКАЯ, В.Г. ПЕТРОВ, М.Ф. СОКОЛОВА

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ОЛИГОМИКТОВЫХ КВАРЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И ИХ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Олигомиктовый кварцевый комплекс представляет собой закономерное и естественное сочетание (парагенезис) пород и минералов, образовавшихся в близких геотектонических, климатических и геохимических условиях среды выветривания и осадконакопления. Неоднократно отмечалось [Страхов, 1962; Ронов и др., 1963; Казанский, 1972], что формирование олигомиктовых кварцевых комплексов (независимо от их возраста) обусловлено равнинным рельефом в области денудации на платформе и эпохами тектонического покоя в горных областях. При этом решающая роль принадлежит процессам формирования кор выветривания из пород содержащих породах. Наиболее благоприятные обстановки для образования

этого типа в истории Земли на протяжении миллиарда лет существовали в позднем докембрии Евразии, Северной Америки, на северо-западе Африки, в Австралии [Ивановская, 1976]. Они осуществлялись благодаря устойчивому стоянию древних платформ, стабильным контурам и прогибам, которые заполнялись обломочным материалом, сносимым с грядных частей этих платформ, образуя существенно кварцевые формации, названные Б.М. Келлером [1970] фалаховыми.

Переход от коры выветривания происходил через полное развитие мюминеральных кварцевых с олигомиктовыми кварцевым породам и далее к аркозам (грауваккам), а затем к глинистым и (или) глинисто-карбонатным толщам. Олигомиктовые кварцевые комплексы занимают определенное место в латеральных рядах [Ивановская, 1973] от области размыва (суши) к открытому морю, накапливаясь в аллювиально-дельтавиальных, прибрежно-морских и морских условиях, образуя зоны выклинивания. Обычно толщи этого состава слагают нижние части циклично построенных трансгрессивных серий. В зависимости от структурного положения они подразделяются на платформенные и переходные от геосинклинали к платформе.

Во время длительного стояния платформ с их плоским, слабодифференцированным рельефом дезинтеграция уступает место химическому выветриванию, усиливается миграция вещества в растворенном состоянии. До окончания захоронения в осадке обломочный материал подвергался неоднократному перетолжению, в процессе которого он испытывал воздействие климата. Поэтому климатические особенности также влияют на особенности состава комплекса. В конечном итоге два фактора — колебательные движения земной коры и климат — обусловили специфику подобного типа осадконакопления.

По мнению Ю.П. Казанского [1981], формирование системы коры выветривания—олигомиктовые кварцевые осадки успешно осуществлялось на протяжении позднего докембрия практически всех континентов в влажнотропической ландшафтно-климатической зоне. Параметрами, при которых происходило выветривание и осадконакопление, были: 1) углекисло-кислородная атмосфера с температурой 40–50°С и давлением 3–10 атм на поверхности Земли; 2) повышенная влажность с усиленной циркуляцией в системе атмосфера—суша; 3) распространение бактерий и водорослей флоры на суше.

Для палеоклиматических реконструкций, в частности для гумидного климата, В.М. Сеницын [1980] предложил ряд зональных и региональных литогенетических подразделений (формаций). Толщи преимущественно кварцевого состава (песчаники и конгломераты) формировались в областях жаркого (экваториального) климата. Бескарбонатные красноцветы или гематитовые формации [Анатольева, 1972] накапливались в условиях гумидного климата, сходного с тропическим с переменной влажностью. Собственно олигомиктовые кварцевые толщи (с содержанием полевых шпатов примерно 30%) образовывались во влажном климате субтропиков. Отличительной особенностью является повышенное количество в них органического вещества. В зонах, переходных к аридным областям с переменной влажностью, в условиях семиаридного, семигумидного климата накапливались пестроцветные осадки — красноцветные и сероцветные песчано-глинистые отложения с прослоями шамотита, гематитовых руд и сидеритов.

В семействе кварцевых песчаников преобладающим минералом является кварц. В олигомиктовой кварцевой ассоциации его содержание составляет 75–90% [Косовская, 1962], минералов-примесей — не более 25% (поле-

вые шпаты), иногда встречаются обломки пород. Комплекс аутигенных минералов сравнительно беден — это минералы окислов и гидроокислов железа, глаукониты и фосфаты, железистые хлориты, пирит, сидерит и наиболее устойчивые к выветриванию акцессории. Среди глинистых минералов [Казанский и др., 1971] преобладают гидрослюды различных модификаций, каолинит, хлориты, а также иногда тальк и пиррофиллит.

В основу исследования были положены данные о позднедокембрийских отложениях Сибирской платформы [Рифейские отложения..., 1973; Петров, 1982], северо-запада Африки (плато Адрар в Мавритании) [Ивановская и др., 1980], севера Русской платформы (Кольский полуостров) [Любцов, Предовский, 1975], серии Белт в США [Ross, 1963].

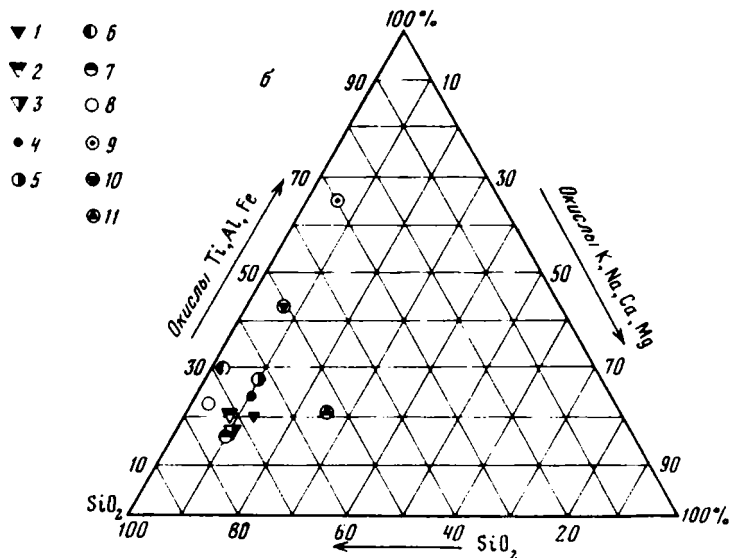
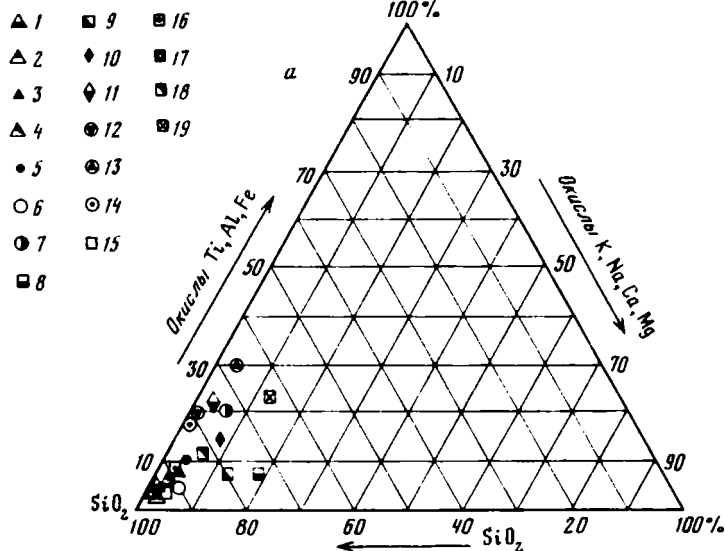
По литологическим особенностям и химическому составу были выделены (табл. 1) разновидности песчаных и глинистых пород с учетом их возрастной принадлежности. Среди кварцевых пород выделяются кварцевые конгломераты и песчаники, олигомиктовые кварцевые, аркозовые и аркозово-кварцевые песчаники, граувакки, песчаники с глинистым и карбонатным цементом, с глауконитом, фосфатсодержащие и ожелезненные песчаники. Среди глинистых пород выделены алевролиты, аргиллиты, ожелезненные аргиллиты и мергели. Средний химический состав выделенных типов пород отражен на треугольных диаграммах (рис. 1), построенных по методу, предложенному А.Б. Роновым и З.В. Хлебниковой [1957] и В.К. Головенком [1976]. На диаграммах отчетливо виден очень узкий диапазон изменчивости химического состава песчаных и глинистых пород, входящих в олигомиктовые кварцевые комплексы. Они отличаются высоким содержанием кремнезема; закономерные отклонения наблюдаются с ростом Al, Fe, Ca и Mg ("глинистости", "железистости", "карбонатности"). Рассматривая особенности химического состава пород, слагающих олигомиктовые кварцевые комплексы, следует остановиться на характере распределения средних содержаний главных окислов (см. табл. 1; использованы данные по 231 анализу).

Максимальные средние количества SiO_2 наблюдаются в нижнерифейских отложениях; они характерны для кварцевых конгломератов и песчаников (92, 33; 97,7% соответственно). В среднем и верхнем рифее широко распространены олигомиктовые кварцевые песчаники, в которых средние содержания SiO_2 составляют 84,71 и 88,3%. В песчаниках с различными по составу цементами количество SiO_2 уменьшается. Минералы-примеси — глауконит, фосфаты, гидроокислы железа — также снижают содержание SiO_2 . В аркозово-кварцевых и аркозовых песчаниках количество SiO_2 уменьшается до 81%, а в граувакках — до 56,16%.

Средние максимальные значения Al_2O_3 в песчаниках среднего рифея не превышают 7,3%, максимальные количества в глинистых породах (аргиллитах) верхнего рифея составляют 20,8%, а минимальные содержания в верхах рифея—венде в аргиллитах и алевролитах уменьшаются до 10,98 и 9,98%.

Количество TiO_2 в алевролитах и аргиллитах выше, чем в песчаных породах. В возрастном диапазоне распределение TiO_2 следующее: его наибольшие значения отмечаются в песчаниках с глауконитом нижнего рифея, в граувакках и в песчаниках с глинистым цементом среднего рифея; для глинистых пород наблюдается постепенное снижение содержания TiO_2 от нижнего рифея к верхнему рифею—венду.

Количество K_2O различно для песчаных и глинистых пород. Оно определяется, с одной стороны, содержанием глинистого цемента в песчаниках, с другой — пропорцией калийсодержащих глинистых минералов. В среднерифейских песчаниках с глинистым цементом среднее содержание K_2O



Р и с. 1. Диаграмма среднего химического состава песчаных и глинистых пород олигомиктовых кварцевых комплексов позднего докембрия

а – песчаные породы: 1 – кварцевые конгломераты – R_1 ; 2–18 – песчаники: 2–4 – кварцевые (2 – R_1 , 3 – R_2 , 4 – R_3), 5–6 – олигомиктовые кварцевые (5 – R_2 , 6 – R_1), 7 – с глинистым цементом (R_2), 8–9 – с карбонатным цементом (8 – R_2 , 9 – R_1), 10–11 – с глаукоцитом (10 – R_1 , 11 – R_2), 12–14 – ожелезненные (12 – R_1 , 13 – R_2 , 14 – R_3), 15–17 – аркозово-кварцевые (15 – R_2 , 16 – R_1 , 17 – R_1 , VI), 18 – аркозовые (R_3); 19 – граувакки;

б – глинистые породы: 1–3 – алевролиты (1 – R_1 , 2 – R_2 , 3 – R_3); 4–7 – аргиллиты (4 – R_1 , 5 – R_2 , 6 – R_3 , 7 – R_3 –V); 8–9 – алевролит ожелезненный (8 – R_1 , 9 – R_2); 10 – аргиллит ожелезненный (R_2); 11 – мергель (R_2)

Т а б л и ц а 1

Средний химический состав пород олигомиктовых кварцевых комплексов позднего докембрия (вес. %)

Породы	Возрастные подразделения (местонахождения)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO
Кварцевые конгломераты	R ₁ — ильинская свита (Сибирская платформа)	92,33	0,073	1,49	0,071	0,74	0,02	0,02	0,22	0,20
Песчаные	R ₁ — бурдурская, лабазтахская свиты (Сибирская платформа)	94,70	1,75	0,04	1,53	0,65	0,70	0,03	0,31	0,29
	R ₂ — стрельногорская, губинская, деревнинская свиты (Сибирская платформа)	91,43	2,09	0,20	1,15	2,77	0,64	0,16	0,41	0,27
	R ₃ — нижнеангарская свита (Сибирская платформа), кильдинская свита (Кольский полуостров), J ₁ — J ₂ (Северо-Западная Африка)	89,50	2,79	0,25	0,79	2,19	0,96	0,07	1,02	1,01
Песчаники:										
Олигомиктовые, кварцевые	R ₁ — стрельногорская, погоройская, губинская, среднеголоустенская свиты (Сибирская платформа), серия Белт (США)	84,71	7,30	0,20	1,36	1,10	1,99	0,59	0,96	0,86

	R ₃ — кильдинская свита (Кольский полуостров)	88,30	4,50	0,54	1,71	0,56	2,41	0,80	0,55	0,32
С глинистым цементом	R ₂ — стрельногорская, среднеголоустенская, деревнинская свиты (Сибирская платформа)	69,92	14,59	0,96	2,39	2,37	4,15	0,81	0,62	1,30
С карбонатным цементом	R ₂ — стрельногорская, верхнеголоустенская свиты (Сибирская платформа)	62,90	3,54	0,17	0,96	2,51	0,99	0,33	10,86	4,03
	R ₃ — J ₁ — J _{1,2} (Северо-Западная Африка)	75,29	2,96	0,11	0,53	1,09	1,76	0,06	6,23	4,37
С глауконитом	R ₁ — устьильинская свита (Сибирская платформа)	73,15	9,45	1,13	0,63	2,01	6,51	0,11	0,92	0,96
	R ₃ — J ₁ — J _{1,2} (Северо-Западная Африка)	81,48	3,46	0,30	8,44	0,77	1,88	0,10	0,51	1,01
Фосфатсодержащие	R ₂ — стрельногорская, среднеголоустенская свиты (Сибирская платформа)	40,24	3,11	0,14	1,16	3,61	0,92	0,31	5,22	3,24
Ожелезненные	R ₁ — бурдурская свита (Сибирская платформа)	87,30	0,14	0,01	9,74	0,52	0,14	0,03	0,21	0,39
	R ₂ — деревнинская, верхнеголоустенская — нижнеулунтайская свиты (Сибирская платформа)	60,91	5,55	0,56	14,74	7,22	1,39	0,18	0,52	1,11

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Породы	Возрастные подразделения (местонахождение)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO
Аркозо-во-кварцевые	R ₂ — мошакская свита (Сибирская платформа)	79,68	1,63	0,20	14,45	0,14	0,31	0,10	0,54	0,39
	R ₂ — стрельногорская свита (Сибирская платформа)	90,11	4,07	0,19	0,60	2,72	0,82	1,02	0,50	0,50
	R ₃ — кильдинская свита (Кольский полуостров)	88,30	4,50	0,54	1,71	0,56	2,41	0,80	0,55	0,32
	R ₃ — V — J _{1,2} — J _{1,3} (Северо-Западная Африка)	90,29	2,70	0,72	0,76	0,75	1,00	0,13	0,10	0,52
Аркозо-вые	R ₃ — кильдинская свита (Кольский полуостров)	81,00	8,20	0,75	1,75	1,47	3,32	1,13	0,22	0,71
Граувакки	R ₂ — губинская свита (Сибирская платформа)	56,16	12,75	1,63	3,99	4,77	2,42	1,14	4,51	3,44
Алевролиты	R ₁ — бурдурская свита (Сибирская платформа)	66,50	13,76	1,23	1,51	2,59	8,21	0,15	0,43	1,79
	R ₂ — стрельногорская, губинская свиты (Сибирская платформа)	68,42	12,67	0,72	4,20	2,48	3,39	1,50	1,00	1,72
	R ₃ — нижнеангарская свита (Сибирская платформа), J ₁ — J _{1,2} (Северо-Западная Африка)	71,32	9,92	0,55	3,69	3,14	3,65	0,13	3,48	0,61

Аргиллиты	R ₁ – устьильинская свита (Сибирская платформа)	57,86	14,02	0,82	4,37	1,67	4,97	0,13	0,93	2,33
Аргиллиты	R ₂ – стрельногорская голоустенская, деревянская свиты (Сибирская платформа), серия Белт (США)	60,27	18,74	0,92	3,90	2,15	4,32	0,66	1,17	1,69
	R ₃ – нижнеангарская свита (Сибирская платформа)	65,71	20,78	0,92	3,68	3,38	–	–	0,34	0,14
	R ₃ – V – J _{1,3} – J _{1,8} (Северо-Западная Африка)	72,96	10,98	0,60	2,50	1,44	2,02	3,11	1,65	1,46
Алевролит ожелезненный	R ₁ – устьильинская свита (Сибирская платформа)	71,87	10,23	0,50	9,49	0,57	1,81	0,02	0,46	0,54
	R ₂ – деревянская свита (Сибирская платформа)	23,35	4,70	0,21	15,61	30,06	0,87	0,22	1,46	1,27
Аргиллит ожелезненный	R ₂ – деревянская свита (Сибирская платформа)	48,10	18,20	1,06	16,40	5,00	2,84	0,12	0,44	1,37
Мергель	R ₂ – стрельногорская свита (Сибирская платформа)	45,78	11,17	0,56	2,46	3,96	2,94	0,87	14,58	2,40

составляет 4,15%, в глауконитовых песчаниках нижнего рифея — 6,51%. В гидрослюдистых алевролитах нижнего рифея количество K_2O возрастает до 8,2%, а в верхнем рифее — венде уменьшается до 3,65% в алевролитах и до 2,02% в аргиллитах.

Содержания Na_2O в породах очень низкие (в основном это сотые и десятые доли процента).

Количество CaO определяется примесью карбонатов в цементе песчаников и алевролитов (известковый цемент) в среднем рифее (CaO — 10,86%), а количество MgO — как примесь доломита в песчаниках, так и наличием магнийсодержащих минералов (хлорит, тальк) в среднем и верхнем рифее. Прослои мергелей встречаются в среднем рифее (CaO — 14,58%).

Железорудные (гематитовые) прослои в песчаниках нижнего рифея содержат Fe_2O_3 до 32,08%, в аргиллитах Fe_2O_3 — 16,4, FeO — 5,0%. В верхнем рифее в гематитовых песчаных породах количество Fe_2O_3 составляет 14,45%, а FeO — 0,14%. В сероцветных хлоритовых (шамозитовых) с сидеритом алевролитах среднего и верхнего рифея максимальные значения FeO составляют 30,06%, Fe_2O_3 — 15,6%.

Как упоминалось ранее, накопление олигомиктовых кварцевых комплексов осуществлялось при длительном воздействии гумидного климата. В пределах одного крупного региона на Сибирской платформе были выделены четыре породные ассоциации (в составе комплекса), отвечающие определенным климатическим зонам и фаціальным обстановкам. Затем было рассмотрено и проанализировано поведение SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 и их соотношений — Al_2O_3/SiO_2 и TiO_2/Al_2O_3 (табл. 2; на основе 198 силикатных анализов) как индикаторов интенсивности процессов выветривания и климата.

Первая породная ассоциация, существенно кварцевая, близкая корам выветривания, образовалась в гумидном жарком (экваториальном) климате. Преобладающим типом пород являются кварцевые песчаники и конгломераты с редкими прослоями алевролитов. Глинистые минералы ассоциации представлены хорошо окристаллизованными гидрослюдами и каолинитом. Каолинит преобладает в основании разреза и тяготеет к выступам гранитного фундамента. Эти отложения накапливались в аллювиальных и мелководных морских условиях.

Вторая породная ассоциация — красноцветная бескарбонатная гематитовая; она сформировалась во влажном тропическом климате и сложена кварцевыми и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками (с прослоями алевролитов и алевролитистых песчаников) и гематитом. Среди глинистых минералов в красноцветах преобладают гидрослюды модификации $2M_1$. Здесь присутствуют также магнезиально-железистые хлориты и тонкодисперсный гематит. Накопление ассоциации происходило в мелководных морских условиях, и какая-то часть их формировалась в подводных частях дельт. Во второй породной ассоциации выделен подтип ферроаллитный (латеритный), или бокситоносный, сформировавшийся во влажном средиземноморском климате. Состав глинистых минералов во вмещающих аллитные породы песчаниках: гидрослюды политипа $2M_1$ (преобладают), $1M$ и каолинит. В аллитных породах в порядке убывания установлены [Акульшина и др., 1976] гиббсит, нордстрандит, каолинит, гидрослюды и гётит. Подобная ассоциация формировалась как в прибрежных частях моря, так и на суше в карстовых полостях.

Третьей породной ассоциацией являются олигомиктовые кварцевые толщи, которые сформировались во влажных субтропиках. Здесь весьма повышается роль песчаников с различными типами цемента (глинистым и карбонатным) и аутигенными минералами-примесями (глауконит, фос-

фаты). Среди глинистых минералов преобладают несовершенные гидрослюда поли типа IM. В сланцах обычны гидрослюда $2M_1$ и IM. В глауконит-содержащих породах глауконитовая компонента обнаруживает незначительное разбухание. Почти всегда в подчиненных количествах присутствуют магнезиально-железистый хлорит и незначительная примесь каолинита. Накопление данной ассоциации происходило в относительно мелководных морских условиях.

Наконец, четвертой породной ассоциацией является так называемая пестроцветная, сформировавшаяся в результате замещения (выклинивания) олигомиктовых кварцевых толщ глинистыми и (или) карбонатными осадками в условиях семигумидного, семиаридного климата с переменной влажностью. В этой ассоциации сероцветные олигомиктовые кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты переслаиваются с ожелезненными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Здесь наблюдается большое разнообразие глинистых минералов: гидрослюда, в том числе и глауконит, железисто-магнезиальные хлориты, шамозит, каолинит, а также сидерит и гематит. Гематит, хлориты, сидерит образуют рудные прослои в Ангаро-Питском бассейне [Юдин, 1968]. По своему генезису эти отложения представляют собой мелководные морские отложения и являются зонами выклинивания.

Анализ содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и их отношений как индикаторов процессов интенсивности выветривания и климата в пределах выделенных породных ассоциаций (рис. 2; см. также табл. 2) показал следующее.

Максимальные количества SiO_2 наблюдаются в существенно кварцевой и красноцветной бескарбонатной гематитовой ассоциациях в соответствии с крайней дифференциацией вещества в условиях жаркого тропического климата. Изменение в содержании SiO_2 происходило параллельно в песчаниках и алевролитах, но более контрастно разница проявляется в песчаниках и аргиллитах олигомиктовой кварцевой и пестроцветной ассоциаций.

Резкие различия в содержании Al_2O_3 в песчаниках и глинистых породах наблюдаются при формировании ферроаллитной (латеритной) ассоциации. Количество SiO_2 постепенно нарастает в глинистых породах, особенно в аргиллитах олигомиктовой и пестроцветной ассоциаций, но уменьшается в пестроцветных песчаниках.

Содержание TiO_2 в песчаниках закономерно возрастает в олигомиктовой кварцевой ассоциации (в прибрежно-морских условиях) и уменьшается в пестроцветных песчаниках (в глубь моря). Повышенные количества TiO_2 по сравнению с их содержанием в песчаниках отмечаются для глинистых пород красноцветной, олигомиктовой кварцевой и пестроцветной ассоциаций. Самые низкие значения отмечаются в аллитных породах ферроаллитной ассоциации и алевролитах кварцевой ассоциации.

Следует заметить, что характер распределения TiO_2 по типам пород в общих чертах сходен с поведением Al_2O_3 в олигомиктовой кварцевой и пестроцветной ассоциациях, но различен в кварцевой, красноцветной и ферроаллитной ассоциациях. В соответствии с их миграционными способностями TiO_2 и Al_2O_3 передвигались вместе с тонкими частицами и задерживались на путях миграции с песчаными и алевролитовыми фракциями.

Поведение показателя интенсивности выветривания Al_2O_3/SiO_2 резко дифференцировано для песчаных и глинистых пород. В песчаниках мини-

Таблица 2

Изменение средних содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 (в %), средних величин отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (показателя интенсивности выветривания) и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (показателя климата) в рифейских олигомиктовых кварцевых комплексах Сибирской платформы

Климат; фация	Породная ассоциация	Глинистые и ассоциирующие с ними дисперсные минералы	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Гумидный, жаркий экваториальный; аллювиальные, мелководные морские	I. Существенно кварцевая (R — ильинская свита) Конгломераты и гравелиты кварцевые Песчаники кварцевые Песчаники каолинизированные Алевролиты кварцевые, ожеженные	Каолинит и гидрослюда хорошо раскристаллизованные	92,49	2,61	0,9	0,028	0,037
			93,69	2,07	0,039	0,022	0,019
			79,40	10,28	0,47	0,13	0,045
			71,87	10,23	0,50	0,14	0,05
Гумидный переменнo влажный (тропический); подводные части дельт, мелководные морские	II. Красноцветная бескарбонатная гематитовая (R — бурдурская, лабазташская свиты; R ₂ — глублинская свита; R ₃ — мошакская свита) Песчаники: кварцевые олигомиктовые, кварцевые гематитовые алевритистые Алевролиты	Гидрослюда 2M ₁ редко IM, небольшое количество магнезиально-железистого хлорита, гематит					
			94,35	1,54	0,055	0,016	0,036
			83,10	3,55	0,07	0,042	0,019
			78,67	1,79	0,18	0,022	0,10
			78,46	9,51	0,14	0,12	0,051
			56,16	12,75	1,63	0,22	0,13
Гумидный влажный (средиземноморской); прибрежные участки моря, карст (?)	IIa. Ферроаллитовая (латеритная) (R ₂ — верхнеголоустенская свита) Песчаники: ожеженные, глинистые кварцевые, глинистые с карбонатным цементом Аллитные породы [Маслов, 1974]	Гидрослюда 2M ₁ (преобладают) и IM, примесь каолинита и хлорита, гетит, а также гиббсит, галлуазит, нордстрандит	80,85	7,26	0,44	0,090	0,06
			77,81	2,87	0,06	0,037	0,05
			59,50	1,48	0,07	0,025	0,045
			12,78	32,06	0,33	2,51	0,01
Гумидный, влажный (субтропики); относительно мелководные морские	III. Олигомиктовая кварцевая (R ₁ — устьильинская свита; R ₂ — стрельногорская, погорюйская, стрельно-гоустенская свиты) Песчаники: кварцевые олигомиктовые, кварцевые глинистые карбонатные глауконитовые фосфатные Алевролиты Аргиллиты Мергель	Гидрослюда 2M ₁ и IM, примесь железисто-магнезиальных хлоритов	89,75	1,87	0,087	0,02	0,046
			87,43	5,12	0,09	0,059	0,017
			72,06	13,65	0,78	0,19	0,057
			66,30	5,60	0,28	0,09	0,050
			75,13	9,45	1,13	0,13	0,12
			63,35	7,45	0,28	0,12	0,04
			65,69	14,09	0,81	0,21	0,06
			57,38	18,00	1,09	0,31	0,06
			45,78	11,17	0,56	0,62	0,02
Семигумидный, семиаридный с переменной влажностью; зоны выклинивания морских бассейнов	IV. Пестроцветная (R ₂ — деревнинская свита, R ₃ — нижнеангарская свита) Песчаники: олигомиктовые, кварцевые, гематитовые Алевролиты: песчанистые, ожеженные ожеженные Аргиллиты Аргиллиты ожеженные	Гидрослюда, хлориты железисто-магнезиальные и железистые (шамозиты), каолинит, гематит, гетит	90,35	1,99	0,20	0,022	0,10
			57,10	0,04	0,36	0,17	0,05
			70,77	13,30	0,96	0,20	0,07
			65,93	9,93	0,60	0,15	0,06
			55,63	19,33	1,00	0,34	0,052
			48,10	18,20	1,06	0,39	0,06
Гумидный	Пески и алевролиты [Мигдисов, 1960; Ронов, Мигдисов, 1960] Глины		74,62	7,54	0,54	0,10	0,072
			54,63	17,53	0,94	0,32	0,054
Аридный	Пески и алевролиты Глины		69,11	7,17	0,41	0,10	0,057
			48,20	13,00	0,63	0,28	0,028

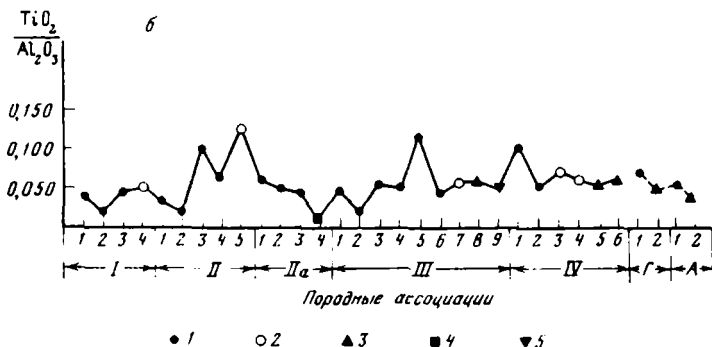
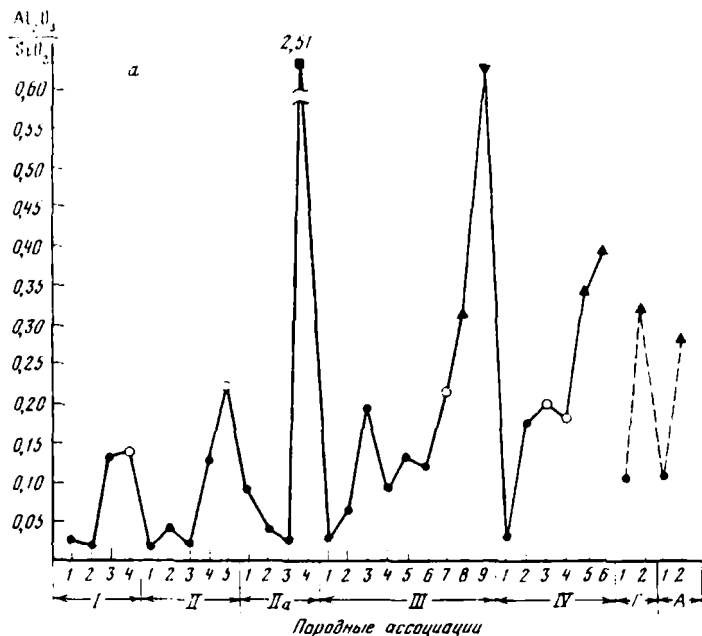


Рис. 2. Изменение средней величины отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ — показателя зрелости (а) и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ — показателя климата (б) в олигомиктовых кварцевых комплексах рифа Сибирской платформы

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — аллиты; 5 — мергель

I — кварцевая породная ассоциация: 1 — кварцевые конгломераты и гравелиты, 2 — песчаники кварцевые, 3 — песчаники каолинизированные, 4 — алевролиты кварцевые, ожелезненные; II — красноцветная бескарбонатная гематитовая ассоциация: песчаники — 1 — кварцевые, 2 — олигомиктовые, кварцевые, 3 — гематитовые, 4 — алевролитовые, 5 — алевролиты; IIa — ферроаллитовая ассоциация: песчаники — 1 — ожелезненные, глинистые, 2 — кварцевые, глинистые, 3 — с карбонатным цементом, 4 — аллитные породы; III — олигомиктовая кварцевая ассоциация: песчаники — 1 — кварцевые, 2 — олигомиктовые, кварцевые, 3 — глинистые, 4 — карбонатные, 5 — фосфатные, 6 — глауконитовые, 7 — алевролиты, 8 — аргиллит, 9 — мергель; IV — пестроцветная ассоциация: песчаники — 1 — олигомиктовые, кварцевые, 2 — гематитовые; алевролиты — 3 — песчаные, ожелезненные, 4 — ожелезненные; 5 — аргиллиты, 6 — аргиллиты ожелезненные; Г — гумидный климат: 1 — пески и алевролиты, 2 — глины; А — аридный климат: 1 — пески и глины, 2 — глины

мальные значения кремневого модуля отмечаются в кварцевых породах независимо от типа ассоциаций и величина его резко возрастает с увеличением доли глинистой составляющей. Для глинистых пород максимальные величины модуля характерны для аллитных пород ферроаллитной ассоциации, для алевролитов, аргиллитов и мергелей олигомиктовой кварцевой ассоциации, а также для алевролитов и аргиллитов пестроцветов. Отмечается нарастание значений кремневого модуля от кварцевой ассоциации к пестроцветной с максимальной амплитудой колебаний в ферроаллитной и олигомиктовой кварцевой ассоциациях и несколько меньшей — в пестроцветной ассоциации. Эти закономерности согласуются со средними величинами кремневого модуля для отложений гумидного климата, приведенными А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым [1960].

Рассматривая соотношение двух наименее подвижных окислов TiO_2/Al_2O_3 как показатель климата, можно заметить, что значение модуля в кварцевой и красноцветной ассоциациях выше для алевролитов, чем для песчаников. В ферроаллитной ассоциации величина этого отношения резко уменьшается для аллитных пород по сравнению с песчаными. И далее, при смене ассоциаций от олигомиктовой кварцевой к пестроцветам, при смене климата на менее влажный или с переменной влажностью и темпль величина отношения возрастает в песчаных породах по сравнению с глинистыми. Сопоставляя приведенные результаты с данными А. А. Мигдисова [1960] по Русской платформе, следует заметить, что, хотя кривая менее дифференцирована и менее выразительна, чем кривая, отражающая степень выветривания, она показывает специфику формирования исследуемых ассоциаций, слагающих комплексы, и их климатическую зональность в позднем докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Ивановская А. В., Казанский Ю. П., Маслов В. К. Физико-химические особенности бокситообразования в верхнем докембрии Сибири. — В кн.: Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976, с. 46—50.
- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 190).
- Головенок В. К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепогинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 123 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 205).
- Ивановская А. В. Олигомиктовые кварцевые комплексы рифея западной окраины Сибирской платформы (особенности состава и латеральные ряды). — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ: СНИИГГиМС, 1973, с. 28—32.
- Ивановская А. В. Мелководноморские олигомиктовые кварцевые кластические осадки позднего докембрия. — В кн.: Стратиграфия и седиментология: Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 152—158. (Международ. геол. конгр. 25-я сес. Докл. сов. геол.).
- Ивановская А. В., Тимофеев Б. В., Тромпетт Р. Новые данные о стратиграфии и литологии верхнего докембрия Адрара Мавритании (северо-западная Африка). — В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980, с. 256—279.
- Казанский Ю. П. Корреляция рифейских отложений Сибирской платформы по перетолженным продуктам выветривания. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972, с. 57—61.
- Казанский Ю. П. Развитие физико-химических условий седиментации и его влияние на эволюцию осадочного процесса. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 133—145. (Тр. ИГиГ; Вып. 517).

- Казанский Ю.П., Ивановская А.В., Соколова М.Ф. Глинистые минералы в отложениях позднего докембрия Сибири. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5, с. 1199—1200.
- Кентер Б.М. О формациях рифа (Енисейский край, Южный Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 99—107.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Любцов В.В., Предковский А.А. Условия формирования и состав кильдинской серии верхнего рифа. — В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975, с. 170—179.
- Маслов В.К. Новые данные о бокситоносности голоустинской свиты верхнего протерозоя в Западном Прибайкалье. — Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.
- Миздисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах — Геохимия, 1960, № 2, с. 149—163.
- Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы: (Геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 207 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 511).
- Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 26 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 168).
- Ронов А.Б., Миздисов А.А. Соотношение кларковых и рудных концентраций апюмия в осадочном цикле. — В кн.: Геохимические циклы: М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 157—177. (Международ. геол. конгр. 21-я сес. Докл. сов. геол. Probl. 1).
- Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1968, т. 1, с. 201—252.
- Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших типов глин. — Геохимия, 1957, № 6, с. 449—469.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. 2-е изд. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. 574 с.
- Юдин Н.И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М.: Наука, 1968. 153 с.
- Ross C. Belt Series in Montana. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, vol. 346, p. 45—48.

УДК 552.5 : 549.905.2 (474.2)

Х.А.ВИЙДИНГ

РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ КЛАСТОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

При решении многих проблем литологии, в частности формирования минерального состава осадочных пород и эволюции его во времени, существенное значение имеет подробный и всесторонний анализ составляющих осадочные породы минералов. Группы аутигенных и аллотигенных минералов играют при этом различную роль.

В зависимости от времени появления названные группы минералов отличаются по своим свойствам как индикаторы для расшифровки процессов литогенеза на отдельных его стадиях. Аллотигенные минералы несут явную палеогеографическую информацию и могут осветить в основном процессы, предшествующие седиментации. Аутигенные минералы, наоборот являются "фоссилизированным отпечатком" среды осадконакопления и позднейших процессов происходящих в осадке или породе. В то же время относительно богатый видами и встречающийся повсюду набор аллотигенных минералов, в том числе тяжелых, может свидетельствовать и о некоторых постседимен-

тационных процессах, влиянию которых они селективно подвергаются. Поэтому кластогенную часть осадочных пород, состоящую из аллотигенных зерен терригенно-обломочного, пирокластического и космогенного происхождения, можно рассматривать как транслитогенетический компонент, более полно отражающий всю эволюцию минерального состава осадочных пород. При этом под *кластогенезом* надо понимать совокупность процессов, которые этот компонент прошел под влиянием различных факторов, действовавших одновременно или один за другим на всех стадиях литогенеза.

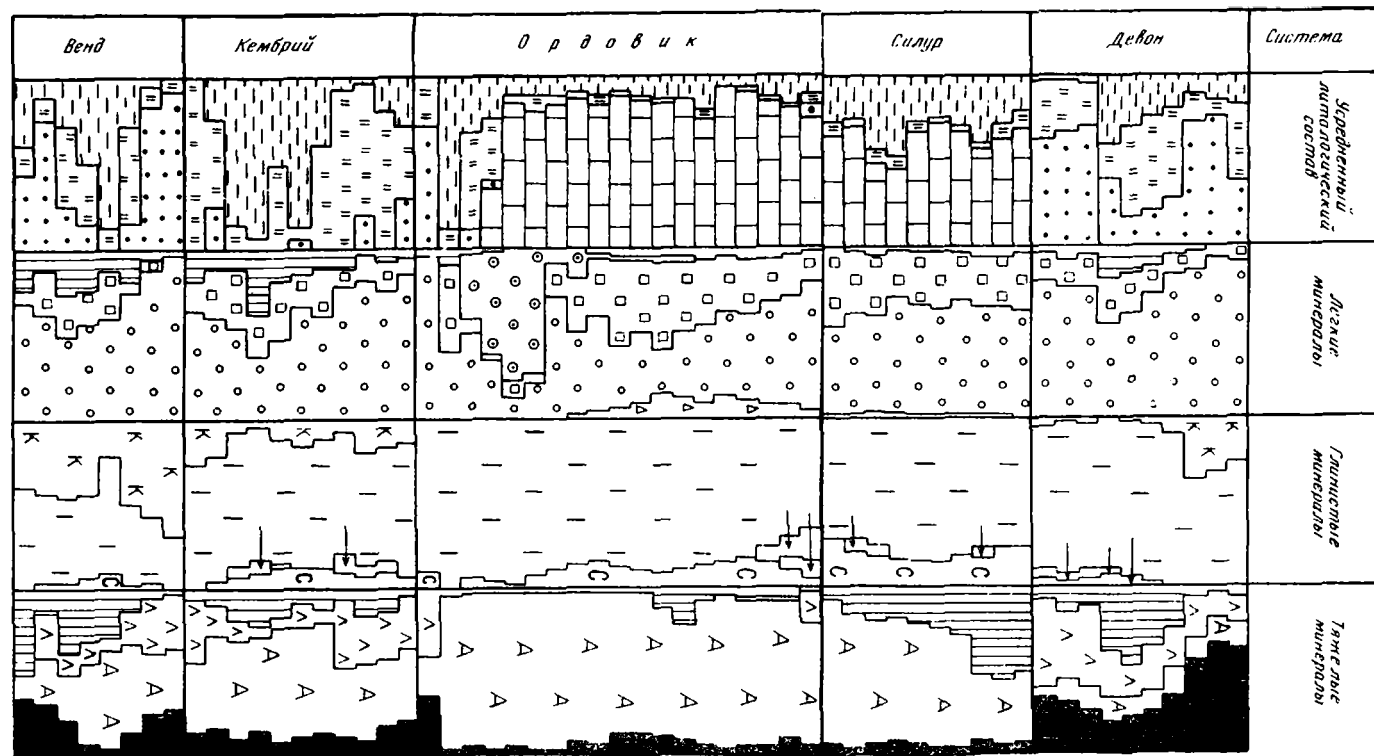
Вопросам кластогенеза, в частности его факторам, исследователи уделяют, к сожалению, еще недостаточно внимания. В то же время вопрос о *ведущем факторе* формирования минерального состава тех или иных осадочных пород остается дискуссионным. Тем не менее процессы кластогенеза представляют большой интерес не только для исследователей терригенных пород. Они позволяют проследить формирование и эволюцию минерального состава карбонатных и солевых отложений, каустобиолитов и других образований, чередующихся в геологическом разрезе с терригенными породами.

Нами сделана попытка проанализировать роль различных факторов кластогенеза в условиях древних платформ. Эталонным участком для этого выбран южный склон Балтийского щита Восточно-Европейской платформы. Эталонность этого региона подчеркивают относительная полнота и доступность для исследования геологического разреза, охватывающего отложения от венда до девона включительно. Они представляют собой образования трех тектонических циклов (от байкальского до герцинского). В то же время этот разрез отражает смену типов литогенеза от опресненно-гумидных в венде через нормально-морские гумидные в кембрии и аридные в ордовике и силуре до морских и континентальных образований переменного семиаридно-гумидного характера в девоне. Из типов пород изучались терригенные и карбонатные.

Обобщен материал свыше 5000 иммерсионных и 1500 дифрактометрических анализов, которые характеризуют распределение ассоциаций обломочных минералов как по отдельным разрезам и профилям, так и по площади южного палеосклона щита. Особое внимание обращено на ассоциации тяжелых аллотигенных минералов. Интересные данные для интерпретации конкретной роли различных факторов получены при анализе типоморфных разновидностей кварца, циркона, турмалина и титанистых минералов по конкретным разрезам, а также в результате изучения минералов под растровым электронным микроскопом. Непрерывность минералогической характеристики аллотигенных компонентов по всему разрезу обеспечена анализом нерастворимого остатка карбонатных пород. Для увязки данных, полученных различными аналитиками как по терригенным отложениям, так и по нерастворимому остатку карбонатных пород, внедрена согласованная методика анализа и интерпретации [Вийдинг, 1965, 1976].

Сравнивая информативность усредненных данных по горизонтам и свитам (рис. 1) с аналитическими данными единичных разрезов, следует отметить частые и значительные колебания последних. Они обусловлены нередко локальными факторами, осложняющими, а иногда даже маскирующими общие тенденции изменения минерального состава аллотигенного компонента. На обобщенной схеме минерального состава более четко вырисовываются общий ход его эволюции и корреляция ее с универсальными факторами кластогенеза, характеризующимися одинаковыми или близкими показателями для значительных регионов.

Интерпретация имеющегося фактического материала позволяет выде-





древних платформ отнесены конседиментационная вулканическая деятельность в прилегающих регионах и пульсационное поступление на Землю космического материала. Проявление их может быть местами ощутимым, даже определяющим, но обычно значение их остается все же эфемерным.

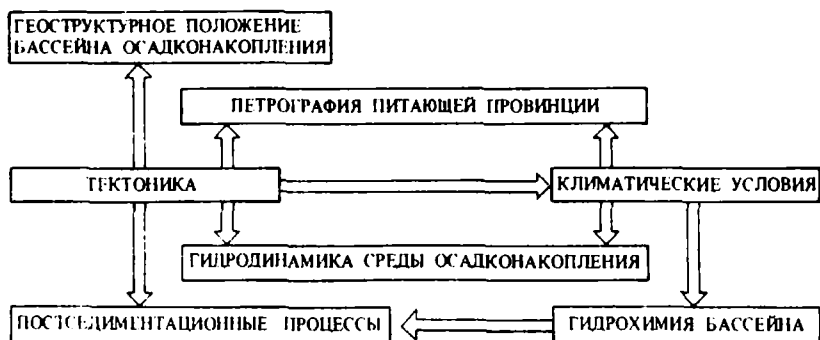
Выделенные факторы можно подразделить по времени их проявления относительно осадконакопления на до-, кон- и постседиментационные, а по характеру действия — на динамические и статические. Действие всех динамических факторов, за исключением тектонических движений, характеризуется направленностью кластогенеза в сторону повышения зрелости минеральных ассоциаций. Статические факторы проявляются и эволюционируют одновременно с динамическими процессами.

Хотя каждый из этих факторов характеризуется присущей ему ассоциацией аллотигенных минералов и их типоморфных разновидностей, выяснение конкретной роли каждого из названных факторов в кластогенезе иногда затруднительно. Объясняется это тем, что к сходным минеральным ассоциациям могут привести процессы, обусловленные различными комбинациями перечисленных факторов. Кроме того, влияние ряда факторов тесно между собой переплетается, то усиливая, то ослабляя определенный процесс. Наиболее существенные связи между названными универсальными факторами кластогенеза показаны на рис. 2.

Под геоструктурным положением бассейна осадконакопления мы понимаем принадлежность бассейна к тому или иному крупному структурно-тектоническому региону геосинклинальной или платформенной области, который отличается устойчивым тектоническим режимом в течение длительного геологического времени. Примером таких регионов на платформах служат склон щита, синеклиза, авлакоген и т.д. Этот фактор является статическим, пассивным. Он выражается через тектонические явления, которые предшествовали процессам кластогенеза и предопределяли распределение областей сноса и осадконакопления.

Рассматриваемый регион — южный склон Балтийского щита — представляет собой прилегающую к щиту область вендского и ранне-среднепалеозойского осадконакопления с малой глубиной залегания пород кристаллического фундамента. Последний погружается в южном направлении от 100 до 500—700 м. Ввиду близости к областям сноса и устойчивости шарнирной линии между регионами преобладающего тектонического поднятия и погружения на склоне щита влияние различных конседиментационных факторов кластогенеза и изменение их роли проявляется по сравнению с центральными регионами платформы и синеклизами более четко. Здесь можно проследить характер кластогенеза по палеосклону, начиная с прибрежных и до глубоководных фаций. Кроме того, можно изучить характер унаследованности обломочных минералов базальных осадочных пород от непосредственно подстилающих кор выветривания магматических и метаморфических пород протерозоя и архея [Конса, Вийдинг, 1982].

Ввиду своего приподнятого положения Балтийский щит служил как для его южного склона, так и для более отдаленных районов Восточно-Европейской платформы в течение всего неогена основным, а иногда и единственным источником терригенного материала [Окнова, Гроссгейм, 1973]. Местные коренные кристаллические породы были в основном перекрыты осадочными породами и начиная с венда или раннего кембрия перестали существовать как поставщики терригенного материала. Исключением были лишь немногие выступы кристаллического фундамента, например маркирующий южную границу склона щита Валмиеро-Локновский вал и установленная недавно на о-ве Хийумаа астроблема Кярдла. Продукты денудации последних дали ощутимую примесь к привнесенному со щита более зрело-



Р и с. 2. Универсальные факторы кластогенеза на древних платформах

му терригенному материалу соответственно до раннего кембрия и среднего ордовика с радиусом ореола рассеяния до нескольких десятков километров. Индикаторными минералами этих местных источников сноса служат гранат, апатит и малоустойчивые минералы.

Кристаллические породы Балтийского щита представлены в современном эрозионном срезе различными метаморфическими породами амфиболитовой и амфибол-эпидотовой фаций, а местами – и крупными массивами ралакиви и гранитов. Основные породы распространены ограниченно. Породы фундамента на южном склоне щита, где они погребены под осадочные породы венда и нижнего палеозоя, представлены менее глубоким эрозионным срезом. Можно предполагать, что примерно такая же картина господствовала в венде и палеозое на щите. По мере углубления эрозионного среза в материнских породах увеличивалось содержание минералов более высоких фаций метаморфизма – альмандина, ставролита, дистена, силлиманита и др. Но из-за их малой устойчивости в процессах как гипергенеза, так и катагенеза эти минералы в древних отложениях встречаются редко. Тем более поразительно появление их на фоне зрелой минеральной ассоциации гумидного литогенеза в песчаниках среднего девона (см. рис. 1). Этот факт, явно подчеркивающий значение состава материнских пород питающей провинции, указывает в то же время на поступательную эволюцию минеральных ассоциаций в течение геологического времени. Следовательно, петрография области сноса, изменяющаяся при постоянно углубляющемся эрозионном срезе, окажется одним из определяющих факторов эволюции минерального состава на древних платформах. Но как фактор кластогенеза она здесь (в отличие от осадконакопления в современных морских бассейнах [Васильев, 1981]) обычно сильно подавлена динамическими факторами, приводящими к возрастанию зрелости минерального состава пород. Только в благоприятном сочетании с тектоникой, а именно с интенсивными восходящими движениями и индуцированной последними эрозией маловыветрелых пород кристаллического фундамента, этот фактор приобретает значительную роль. Индикаторными минералами для состава материнских пород области сноса служат в первую очередь минералы малой и средней устойчивости.

Влияние фактора тектоники на минеральный состав осадочных отложений должно отражаться на колебаниях его на фоне трех тектонических циклов. Теоретически ожидаемого четкого повышения содержания полевых шпатов и малоустойчивых тяжелых аллотигенных минералов в начале и в конце циклов и убывания их роли за счет роста устойчивых ми-

минералов в середине циклов, как было указано для эволюции песчаных пород неогена всей платформы [Ронов и др., 1963], здесь мы не обнаруживаем (см. рис. 1). Объясняется это, по-видимому, различными причинами. Во-первых, на среднем минеральном составе явно отражаются господствующие литологические типы, сменяющиеся по геологическому разрезу. Кроме того, в рамках тектонического цикла могли иметь место отклонения от принятой схемы колебательных движений, которые были вызваны наложением на них или колебаний второго порядка, или же дифференцированных блоковых движений на щите. Но самое главное то, что влияние тектоники на кластогенез обычно уступает на древних платформах ведущее место климатическим условиям, в частности гумидному типу литогенеза, и сильно маскируется последними.

Климатический фактор кластогенеза действует в виде химического выветривания пород и имеет максимальную интенсивность при гумидном типе литогенеза. О главенствующей роли климатического фактора свидетельствуют интервалы терригенных пород мономинерально-кварцевого состава с циркон-турмалин-рутиловой ассоциацией аллотигенных тяжелых минералов. Среди глинистых минералов видное место занимает каолинит. Такой зрелый минеральный состав осадочных пород не может служить индикатором областей сноса.

Проведенные нами анализы минералов кор выветривания пород кристаллического фундамента на южном склоне Балтийского щита привели к выводу о близких ассоциациях аллотигенных прозрачных тяжелых минералов, обнаруженных в выветрелой (в высокой степени) коре пород различного петрографического состава [Конса, Вийдинг, 1982]. Глубокое химическое выветривание в гумидных условиях приводит к уничтожению всех мало- и среднеустойчивых минералов, и в коре сохраняется в виде реликтов лишь ассоциация самых устойчивых минералов. В условиях широкого распространения мигматизированных и гранитизированных пород в метаморфических комплексах протерозоя ресурсы кварца в корах выветривания всегда достаточны для формирования мономинеральных кварцевых песков. Всегда встречающаяся в зрелой минеральной ассоциации незначительная примесь мало- или среднеустойчивых минералов свидетельствует о мобилизации кластогенного материала на обширной территории и перемешивания обломочного материала из различных кор выветривания.

В условиях древних платформ широко распространено и повторное переотложение уже отлагавшегося терригенного материала. Об этом свидетельствуют не только периоды погружения значительной части Балтийского щита и накопления там терригенных отложений, позднее подвергавшихся эрозии [Вийдинг и др., 1982]. Многократно перемывались осадочные толщи и на временно приподнятых тектонических блоках на самой платформе. Индикаторным признаком многократно переотложенных терригенных пород в условиях гумидного литогенеза служит повышенное содержание турмалина и лейкоксена в группе тяжелых аллотигенных минералов.

Максимумы содержания турмалина установлены в среднекембрийских алевролитах и среднедевонских песчаниках, отличающихся и максимумом содержания кварца. При этом парадоксально, что названные интервалы с наиболее зрелым минеральным составом выделяются относительно пониженным содержанием циркона. Такие факты заставляют думать, что благоприятные условия концентрации турмалина, встречающегося в материнских породах Балтийского щита в количестве, во много раз меньшем, чем циркон, создались вследствие многократного перемыва, широко распространенного в гумидных условиях песчано-алевритовых отложений.

В условиях химического выветривания и повторной осадочной диффе-

ренциации турмалин оказывается более устойчивым, чем циркон. Последний часто обнаруживает следы метамиктизации и коррозии. Такой вывод хорошо согласуется и с результатами морфоструктурного исследования зерен этих минералов под растровым электронным микроскопом.

Гидродинамика среды осадконакопления как универсальный фактор кластогенеза тесно связана с рассмотренными выше тектоникой и климатом и является в значительной мере их производной. Ее влияние четко обнаруживается при сравнении конкретных разрезов отложений, относящихся к различным фациям. По усредненным данным минерального состава ее роль можно уловить в корреляции минерального состава с литологическими типами пород.

Фациальная приуроченность обломочных, а частично и глинистых минералов к терригенным отложениям, объясняемая гидравлической крупностью зерен, общеизвестна. Менее изучены закономерности распределения обломочных минералов карбонатных пород.

В карбонатных породах ордовика и силура на южном склоне Балтийского щита исследованиями их нерастворимого остатка установлено закономерное возрастание содержания менее устойчивых минералов — полевых шпатов, гранатов, амфиболов, пироксенов, а также слюд и корунда — в сторону более глубоких частей бассейна. Объясняется это частично механической дифференциацией обломочного материала и склонностью ряда неустойчивых минералов концентрироваться в мелкоалевритовой и пелитовой фракциях. Но, по-видимому, надо учитывать и то обстоятельство, подчеркнутое А.П.Лисицыным [1977], что главная часть терригенного материала в современных океанах глубже слоя поверхностной циркуляции перемещается часто в обратном направлении. Кроме того, как локальный фактор, связанный с гидродинамикой, нельзя упускать из виду и турбулентные придонные течения и потоки. К ним приурочены повышенные содержания как малоустойчивых, так и редких аксессуарных минералов.

Гидрохимия бассейна как постоянно действующий фактор кластогенеза может оказать наиболее существенное влияние на ассоциацию глинистых минералов. В зависимости от физико-химических условий среды и изначального состава поступавшие в водный бассейн глинистые минералы могут в той или иной мере подвергаться трансформации. Гидрохимическим фактором обусловлено и образование зерен глауконита, который, будучи аутигенным минералом по генезису, чаще, чем любой другой из аутигенных, подвергается в дальнейшем повторным переотложениям в течение многих циклов осадконакопления вместе с типичными терригенными компонентами.

Роль постседиментационных процессов как фактора кластогенеза коррелируется прежде всего с глубиной погружения осадочных пород. В платформенных областях эта корреляция выражена относительно слабо, и на рассматриваемом нами склоне щита, где глубина погружения самых древних осадочных пород не превышает 1 км, значение этих процессов довольно скромное. Но о некотором понижении фонового содержания менее устойчивых к химическим агентам минералов приходится все же говорить. Внутрислойное растворение минералов нередко имеет селективный характер и приурочено к наиболее пористым слоям [Тамме, 1965]. Можно также предполагать, что относительно большее содержание апатита, граната, а также малоустойчивых минералов в карбонатных и глинистых прослоях по сравнению с вмещающими их песчаниками объясняется различной забронированностью этих минералов против корродирующих поровых растворов.

В общем действие постседиментационных процессов по тенденции проти-

в противоположность общей направленности эволюции минерального состава. В принципе наиболее сильно должны быть подвергнуты его влиянию самые погруженные древние отложения. Поэтому оно несколько нивелирует четкость общей тенденции повышения зрелости кластогенного компонента в сторону более молодых образований.

Из эпизодических факторов кластогенеза наиболее существенное влияние на формирование минерального состава исследованного нами геологического разреза оказала вулканическая деятельность, в частности в середине каледонского цикла. Пирокластический материал этого времени представлен в карбонатных породах ордовика и силура метабентонитовыми прослоями мощностью до 10 см, а также рассеянными зернами обнаруженными в нерастворимом остатке этих пород.

В качестве индикаторных минералов вулканического кластогенеза следует назвать халцедон, оскольчатые зерна кварца, прозрачный санидин, шестигранные листочки темно-коричневого биотита, идиоморфные кристаллики циркона и апатита, иногда и остроугольные зерна граната. Среди глинистых минералов на соответствующих уровнях характерны смешаннослойные — типа монтмориллонита-иллита.

Влияние вулканизма байкальского цикла на кластогенез в рассматриваемом разрезе было подавлено интенсивным накоплением терригенного материала в бассейне седиментации.

Менее ощутимое влияние на кластогенез оказал космогенный материал, поступление которого на Землю в количестве выше фонового носит, как можно предполагать, пульсационно-циклический характер. Об этом говорит приуроченность повышенных количеств космической пыли (до 1–5% от доли тяжелых аллотигенных минералов) к определенным интервалам геологического времени. Этот феномен, обнаруженный в результате систематического анализа нерастворимого остатка карбонатных пород в Прибалтике [Вийдинг, 1981], заслуживает в дальнейшем пристального внимания в целях уточнения его масштабности и периодичности.

Резюмируя, следует отметить, что кластогенез как процесс является функцией многих переменных, значение которых изменяется в пространстве и во времени. Наиболее важными из универсальных факторов кластогенеза в условиях древних платформ являются климатические условия. Но иногда первостепенное значение приобретают тектоника и проявляющаяся благодаря ей петрография области сноса. Общей характерной чертой кластогенеза является существенная переработка и обеднение ассоциации минералов материнских пород области сноса. Происходит это вначале на "природных мельницах" выветривания, потом — на "сортировочных станциях" механической дифференциации, а затем — на "контрольно-выбросочных пунктах" диа- и катагенеза.

Взаимодействие всех постоянно действующих, а также эпизодических факторов отражено в конечной минеральной ассоциации.

Изменчивая роль тех или других факторов четко согласуется с циклическостью минеральных ассоциаций по геологическому разрезу, а циклическость — один из характерных признаков эволюции кластогенеза. Большая часть динамических факторов направлена на рост зрелости минерального состава. Этой тенденции поступательного развития содействует и постепенное увеличение площади водосборных районов, перекрытых вновь эродируемыми осадочными породами. Сама эволюция осадочных пород — это прежде всего отражение истории соотношений различных факторов кластогенеза в течение геологического времени.

- Васильев В.П. Кварц и полевые шпаты в современных осадках морей и океанов и климатическая зональность. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 2, с. 26—45.
- Вийдинг Х. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевритовых пород Прибалтики. — Учен. зап. Тарт. гос. ун-та, 1965, вып. 168, с. 5—27.
- Вийдинг Х. Об интерпретации данных минералогического анализа. — В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 53—59.
- Вийдинг Х. О цикличности поступления космической пыли на Землю в ходе ее геологической истории. — В кн.: XVIII Всесоюз. метеор. конф.: Тез. докл. М., 1981, с. 46.
- Вийдинг Х., Клевсмент А., Конса М. и др. Эволюция минерального состава терригенного компонента осадочного чехла на южном склоне Балтийского щита. — В кн.: Терригенные минералы осадочных пород Прибалтики. Таллин, 1982, с. 7—28.
- Казанский Ю.П. Развитие физико-химических условий седиментации и его влияние на эволюцию осадочного процесса. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 145—155.
- Конса М., Вийдинг Х. Проблема унаследованности минерального состава терригенных отложений (на примере сравнительного изучения коры выветривания кристаллического фундамента и базальных осадочных пород). — В кн.: Терригенные минералы осадочных пород Прибалтики. Таллин, 1982, с. 58—71.
- Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 6, с. 3—22.
- Окнова Н.С., Гроссгейм В.А. Эволюция комплекса акцессорных минералов в породах осадочного чехла Русской платформы. — Вестн. ЛГУ, 1973, № 12, с. 52—59.
- Ронова А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—252.
- Тамме А. О некоторых диа- и эпигенетических явлениях в среднедевонских отложениях Эстонии. — Учен. зап. Тарт. гос. ун-та, 1965, вып. 168, с. 61—67.

УДК 549 : 551.3.051

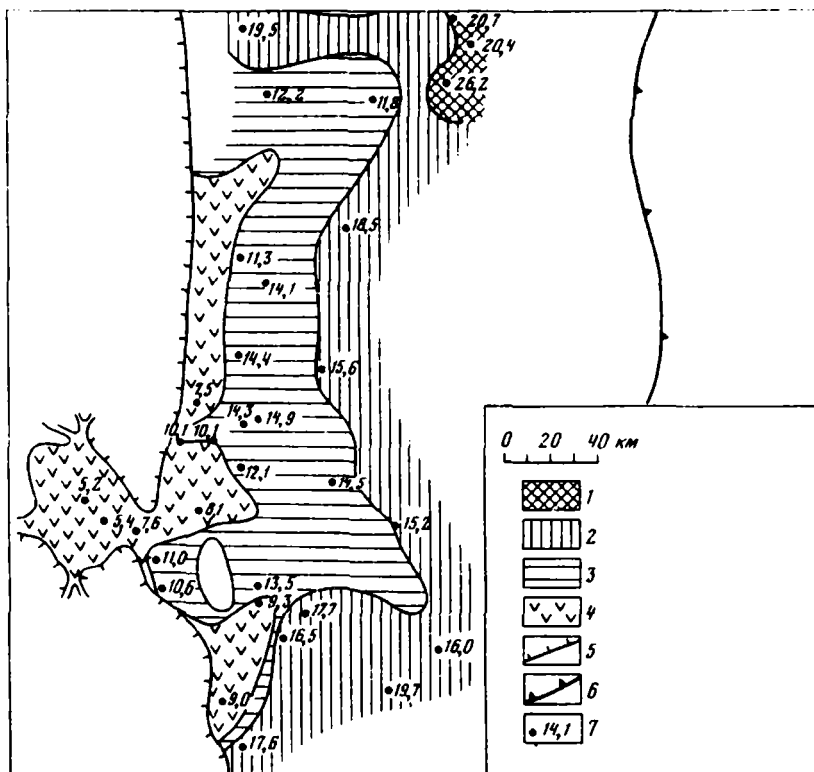
Н.С.ОКНОВА

ЭВОЛЮЦИЯ РАССОЦИАЦИЙ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ С РАЗВИТИЕМ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Вопросы формирования и эволюции комплексов терригенных минералов рассматривались в работах А.Б.Ронова с соавторами [1963], А.Г.Косовской [1962], Ф.Дж.Петтиджона [1981] и др.

Настоящая статья посвящена изучению эволюции минеральных комплексов в пространстве и во времени с развитием осадочного процесса на примере осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. В течение фанерозоя минеральный состав осадочного чехла испытал значительные изменения, обусловленные влиянием различных факторов. Чтобы уточнить роль каждого из этих факторов, было проведено терригенно-минералогическое районирование и картирование распространения основных акцессорных минералов и построены графики изменения их содержания по 49 стратиграфическим уровням от кембрия до апшерона. Построения проводились на основе большого фактического материала, включающего более 110 тыс. минералогических анализов.

Терригенно-минералогическое картирование, проведенное В.А.Гроссгеймом при участии автора, показало, что важным фактором формирования минеральных ассоциаций является наличие питающих провинций, каждой из которых свойственны определенные минеральные ассоциации в зависи-

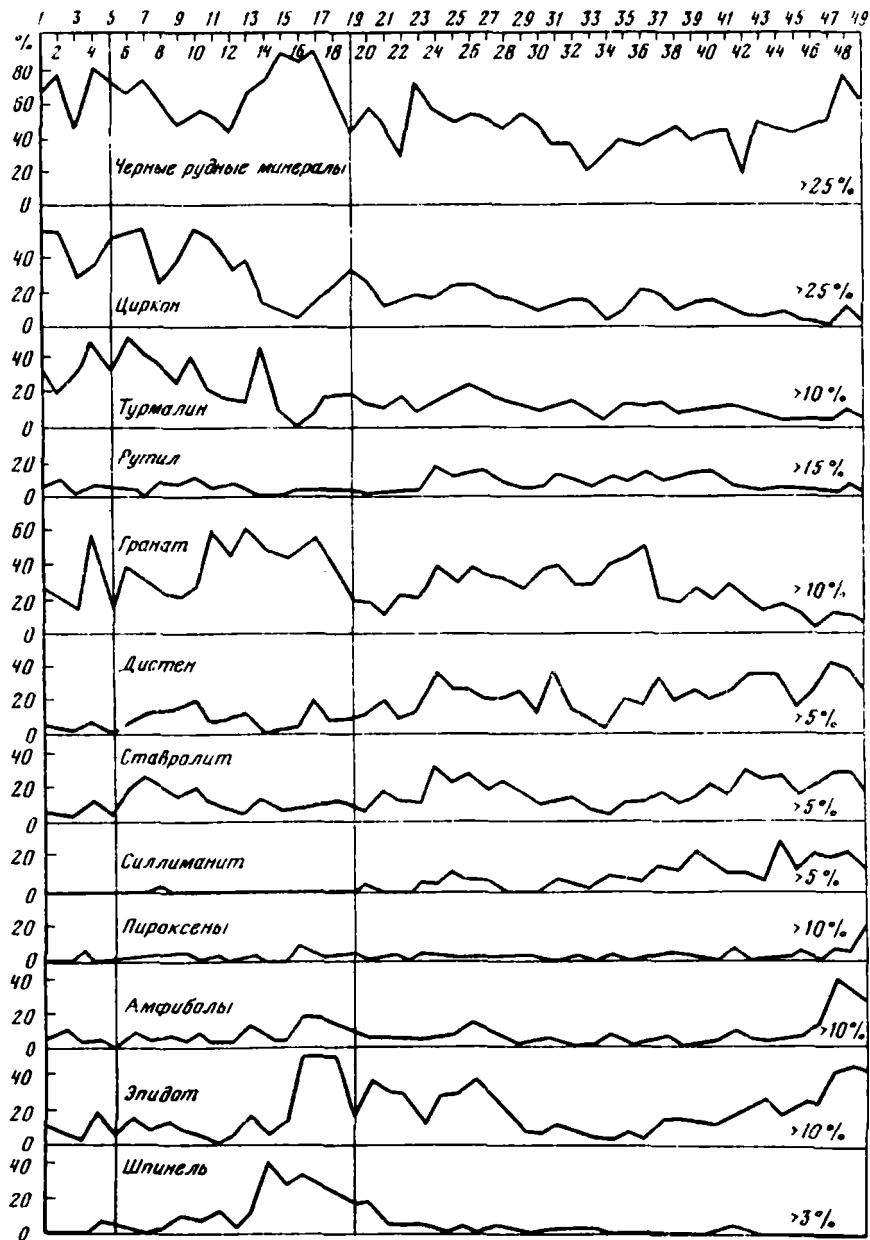


Р и с. 1. Распределение циркона в живецких отложениях Ижма-Печорской впадины
Среднее содержание (в %): 1 — > 20; 2 — 15–20; 3 — 10–15; 4 — < 10; 5 — береговая линия; 6 — граница геосинклинали; 7 — точка взятия пробы и содержание циркона (в %) в пробе

мости от состава слагающих ее пород. Так, минералы метаморфической группы (дистен, ставролит, силлиманит) характерны для продуктов размыва Балтийского щита, среди пород которого широко развиты древние метаморфические толщи. Урал поставлял в бассейны седиментации ассоциации, обогащенные неустойчивыми разностями (пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота), а также характерным для основных и ультраос-

Р и с. 2. Изменение максимальных содержаний терригенных минералов в породах фанерозоя Восточно-Европейской платформы

1 — кембрий; 2 — ордовик; 3 — силур; 4 — нижний девон; 5 — эйфель; 6 — живец; 7 — фран; 8 — фамен; 9 — турне; 10 — визе; 11 — башкирский ярус; 12 — верейский ярус; 13 — московский ярус + верхний карбон; 14 — сакмарский ярус; 15 — артинский ярус + кунгур; 16 — уфимский + казанский ярусы; 17 — татарский ярус; 18 — триас; 19 — нижняя юра; 20 — средняя юра; 21 — келловей; 22 — оксфорд + кимеридж; 23 — титон; 24 — валанжин; 25 — готерив; 26 — баррем; 27 — алт; 28 — альб; 29 — сеноман; 30 — турон + коньяк; 31 — сантон; 32 — кампан; 33 — маастрихт; 34 — датский ярус; 35 — нижний палеоцен; 36 — верхний палеоцен; 37 — нижний + средний эоцен; 38 — верхний эоцен; 39 — нижний олигоцен; 40 — средний + верхний олигоцен; 41 — нижний миоцен; 42 — чогракский горизонт; 43 — караганский горизонт; 44 — сарматский ярус; 45 — меотический ярус; 46 — понт; 47 — средний плиоцен; 48 — акчагыл; 49 — апшерон. На каждом графике указан процент разрезов, в которых встречены максимальные значения минералов



новых изверженных пород минералом — бурой шпинелью. Для Тиманского края характерными являются титаносодержащие минералы, особенно лейкоксен, источником которых были осадочно-метаморфические комплексы первично-глинистых сланцев, обогащенных титаном.

Наиболее характерные ассоциации, отчетливо соответствующие составу пород источников сноса, приурочены обычно к береговым линиям бассейнов седиментации. В глубь бассейна нестойкие при переносе разности истираются и исчезают, образуются зрелые ассоциации, состоящие почти исключительно из устойчивых при переносе минералов (циркон, рутил и др.). Миграция терригенного материала на платформе происходит на большие расстояния путем неоднократного переотложения осадков, поэтому влияние разрушения при переносе является немаловажным фактором формирования минеральных ассоциаций. Помимо сортировки материала, в зависимости от устойчивости минералов происходит также его дифференциация по гидравлической крупности, в результате которой у береговой линии бассейнов седиментации обычно концентрируются гидравлически более крупные минералы, а вдали от нее — гидравлически более мелкие. Поскольку некоторые карты распределения минералов публиковались раньше [Гроссгейм, 1972; Гроссгейм, Окнова, 1969, 1972], здесь приводится пример распределения циркона в живецких отложениях Ижма-Печорской впадины (рис. 1). Закономерности пространственной эволюции ассоциаций минералов могут быть использованы при поисках региональных зон выклинивания терригенных пород-коллекторов.

Состав областей сноса и сортировка материала по устойчивости и гидравлической крупности предопределяют первичный исходный состав минеральных ассоциаций, который подвергается воздействию других факторов с течением геологического времени. Чтобы выяснить роль этих вторичных факторов в эволюции минеральных ассоциаций во времени, были построены графики частоты встречаемости [Окнова, 1972] и максимальных содержаний минералов в фанерозое (рис. 2).

Анализ распределения минералов в разрезе фанерозоя позволил оценить роль внутрислойного катагенетического растворения в эволюции минеральных ассоциаций. Наиболее устойчивые при внутрислойном растворении минералы (ильменит, циркон, турмалин) встречаются часто как в молодых, так и в древних породах, но количество их в последних более значительно в связи с растворением нестойких разностей. Для метаморфических минералов наблюдается отчетливо выраженная тенденция к увеличению частоты их встречаемости и количества в более молодых породах и к уменьшению в древних за счет катагенетического растворения, проявляющегося в большей мере для силлиманита и в меньшей мере — для дистена и ставролита.

На распределение граната оказывают влияние климатические условия седиментации. В периоды гумидизации климата их количество уменьшается в связи с усилением процессов химического растворения. Для пироксенов, амфиболов и минералов группы эпидота характерно увеличение частоты встречаемости и концентраций в более молодых породах, начиная с плиоценовых (амфиболы, эпидот) и верхнеплиоценовых (пироксены). Они уничтожаются на ранних стадиях постседиментационных изменений, но в дальнейшем сохраняются в незначительных количествах в самых древних породах, начиная с кембрийских. Надо также отметить, что в глинистых и карбонатных породах, ассоциирующих с одновозрастными песчаниками, неустойчивые минералы иногда полностью сохраняются. Кроме того, наблюдается увеличение содержаний неустойчивых минералов в граничные стадии крупных циклов седиментации, что объясняется активизацией тек-

тонической деятельности и поступлением большого количества неразложившегося материала.

Таким образом, с течением геологического времени в минеральных ассоциациях происходят необратимые эволюционные изменения, обусловленные воздействием внутрислойного растворения и тектонических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гроссгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР: (В связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1972. 245 с.
- Гроссгейм В.А., Окнова Н.С. Распространение дистена в осадках палеозоя Европейской части СССР. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 4, с. 104—110.
- Гроссгейм В.А., Окнова Н.С. О распространении минералов группы эпидота в породах осадочного чехла Европейской части СССР. — Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., 1972, вып. 311, с. 50—56.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Окнова Н.С. Распространение акцессорных терригенных минералов в породах осадочного чехла Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 2, с. 434—436.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—252.

УДК 551.448:551.8

Р.А. ЦЫКИН

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАРСТОВОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

При развитии карста имеют место не только явления избирательного разрушения коренных горных пород, но и аккумуляция разнообразных минеральных веществ. Это обусловлено триединой деятельностью подземных вод, осуществляющих работу по деструкции карстующихся пород, транспортировке вещества и отложению новообразований в порах, кавернах и более крупных карстовых формах.

Специфичность карстовой аккумуляции была частично подмечена сравнительно давно, что нашло отражение в выделении пещерных обстановок континентального осадконакопления [Твенхофел, 1936]. Несколько позднее были выделены отложения карстовых источников [Николаев, 1946]. В дальнейшем карстологи ограничивались в основном изучением отложений пещер [Соколов, 1962; Максимович, 1963]. Следствием этого явилось то обстоятельство, что в учениях о фациях [Наливкин, 1956] и генетических типах континентальных осадочных образований [Шанцер, 1966] описываются почти исключительно такие отложения. Отложения источников, воронок и впадин только упоминаются. В отношении последних считается правомерным утверждение одного из ведущих отечественных карстологов Д.С. Соколова [1962], что поверхностные карстовые формы обычно заполняются различными генетическими типами континентальных образований и что термин "карстовые отложения" выражает лишь местонахождение минеральных ассоциаций, ничего не говоря об их генезисе. Наши исследования [Цыкин, 1970, 1980] дают основание высказать тезис о специфичности отложений древнего карста, о наличии

в нем особых типов и подтипов континентальных осадочных образований. Подчеркнем, что эти тезисы справедливы для дочетвертичных образований карстовых впадин, в то время как приповерхностные отложения в них сплошь и рядом неспецифичны.

Обстановки осадконакопления в карсте очень разнообразны, что определяется условиями возникновения и эволюции деструктивных форм, в частности геоморфологическим положением, климатом, наличием или отсутствием водной среды, характером биоценоза, условиями сообщения полостей с дневной поверхностью и т.д. По этой причине требует обоснования целесообразность выделения именно карстовой обстановки в широком понимании взамен ранее выделявшейся обстановки пещеры или в виде надстройки к ней. Но если учесть такие свойства карста, как малые размеры, локализованность и множественность форм, их вторичную природу (вложенность в скальный субстрат большей частью карбонатного состава), характер гидрогеологического режима, обуславливающего длительную коррозию субстрата и как следствие — просадки, провалы осадочного заполнения, а также его неизбежные преобразования, то наличие перманентной общности условий осадкообразования в карсте станет очевидным.

Карстовую фациальную область (в ранге сервии) выделил Д.В. Наливкин [1956]. В.И. Попов [1954] под фациальной областью понимает территорию распространения того или иного крупного фациального комплекса. Карстовый комплекс осадочных образований достаточно четко диагностируется. Разлит он прерывисто и пространственно ограничен ареалами карстующихся пород. Учитывая относительно широкую распространенность последних (не менее 15% площади суши), можно говорить о совокупной крупной области осадкообразования. В дальнейшем под карстовой фациальной областью понимается общая площадь распространения карста на дневной поверхности и в осадочной оболочке континентов.

Необходимость развития представлений об обстановках карстовой фациальной области обусловлена практикой геологоразведочных работ на месторождениях карбонатного сырья и гипса, на приуроченных к карбонатным породам месторождениях бокситов, бурых железняков, марганцевых руд, фосфоритов, каолинов, глинистых пигментов и др. Она дала основания для выводов о своеобразии составов и структур карстовых образований, форм геологических тел. Эти тела лишь частично стратифицированы, чаще всего они линзообразные (плоско-выпуклые, двояковогнутые, наклонные, расщепленные), гнездо-, жило- или столбообразные и неправильные. Характерны также облекания, прожилки, своеобразные наросты (сталактиты, сталагмиты и др.). Составы и структуры карстовых образований не объяснимы только актами полостной седиментации кластических, хемо- и биогенных минеральных масс. Обычно явно выражены признаки вещественных и структурных преобразований осадочного заполнения. То обстоятельство, что в учении о континентальных осадочных образованиях недоучитывались либо нацело игнорировались вторичные процессы [Шанцер, 1966], привело к недооценке роли гипергенного метасоматоза в создании видовой многообразия осадочных образований. Нам представляется, что метасоматиты следует выделять как генетический тип континентальных образований, что прежде всего относится к отложениям древнего карста.

Вещественно-структурные преобразования часто носят характер контакто-реакционных взаимодействий контрастных по составам скальных и полускальных горных пород. Так, местами интенсивно преобразованы негоризонтальные контакты алюмосиликатных пород с известня-

ками и доломитами в горно-складчатых областях, субгоризонтальные контакты водопроницаемых песчаников и конгломератов с доломитами — в платформенных условиях. При этом формируются достаточно крупные тела контактово-карстовых образований, которые не учитываются существующими классификациями [Шанцер, 1966]. По этой причине такие продукты относятся к коре выветривания, от которой они отличаются по условиям формирования, пространственному положению и литологическим особенностям.

Г.Ф. Крашенинников отложения карста отнес к генетической ассоциации поверхностей выравнивания, что не отвечает реально наблюдаемым обстановкам их размещения. Карстовые формы и пещеры сплошь и рядом развиты в горах, а также под аккумулятивными поверхностями равнинных и горных сооружений. Таким образом, отложения карста характерны как для поверхностей расчленения (эрозионного, денудационного, тектонического), так и для поверхностей выравнивания (денудационного и аккумулятивного).

Чаще всего карстовые формы, фиксированные отложениями, начинаются у дневной поверхности. Но часть из них обнаруживается на глубинах до 2—3 тыс. м внутри толщи карстующихся пород. На глубины до 600 м прослеживаются контактово-карстовые образования. Таким образом, в отличие от других фациальных комплексов континентальных обстановок карстовый комплекс часто является образованием подземным, непосредственно не связанным с глиптогенезом суши. Отчасти он имеет эндогенную природу (гидротермокарст горных и равнинных стран).

К климатической обстановке внешний (приповерхностный) карст достаточно чувствителен, что выражено и морфологически, и в составе отложений. Современные его формы встречаются во всех климатических зонах Земли, включая нивальную и аридную, но наиболее закарстованы обычно площади гумидных поясов континентов, особенно в субтропической и тропической зонах. В гумидных поясах в подавляющем большинстве случаев формируются рудоносные отложения карстовых впадин. Они несут признаки образования в условиях достаточно высоких среднегодовых температур — от теплой части нотальных зон до тропической зоны.

Фосфорито-, марганце-, железо-, золото- и алмазонасные отложения карстовых впадин чаще содержат минералы — индикаторы нотальной зоны, в то время как каолиновые и бокситонасные — субтропической или тропической зоны.

В карстовой фациальной области накапливаются различные генетические ряды и группы континентальных осадочных образований, объединяющие отдельные генотипы. Беря за основу классификационную схему Е.В. Шанцера [1966], рассмотрим динамические формы аккумуляции, внося в эту схему необходимые дополнения и уточнения.

В ряду элювиальных (остаточных) образований мы различаем собственно элювий (кору выветривания), образующийся по алюмосиликатным включениям в карстующемся субстрате и по граничащим с последним телам указанных пород, и инфлювий (таблица). Под инфлювием в отличие от широко трактовавшего этот термин Г.Ф. Лунсгерсгаузена [1966] мы понимаем лишь нерастворимые остатки карстующихся пород, испытавшие прессовку и относительно мало засоренные биогенным и терригенным материалом.

Склоновый ряд объединяет обвальные отложения, наиболее характерные для обстановки пещер, и делювий, заполняющий внешние формы.

Водный ряд наиболее разнообразен. Мы различаем в нем две группы —

Генетические типы отложений карстовой фациальной области

Генетический тип	Обстановки				
	пещер	слепых форм	седиментационных коллекторов	контактов	источников
Инфлювий	+++	+	+++	++	—
Элювий	+	—	++	+++	—
Коллювий	+++	++	+	—	—
Аллювий	++	+	+	+	++
Кольматационные образования	—	+++	++	++	—
Озерные образования	++	++	++	—	—
Натечные образования	+++	++	+	—	—
Отложения источников	++	—	—	—	+++
Метасоматиты	+	++	+++	+++	—
Ледовые отложения	++	—	—	—	—
Моренные отложения	+	—	—	—	—
Смешанные отложения	+++	+++	+++	+++	+
Биогенные отложения	++	—	+	—	—
Антропогенные отложения	++	—	—	—	—

П р и м е ч а н и я. Отложения: +++ весьма распространенные; ++ распространенные; + мало распространенные; — отсутствуют.

терригенную, включающую русловые (аллювий) и внерусловые (кольматационные) образования, и хемогенную, представленную отложениями озер, источников и натечными образованиями. Особое место занимают метасоматиты, связанные с инфильтрацией воды через отложения разных генетических типов, местами по трещинам и порам коренных пород.

Ледниковый ряд объединяет собственно льды, характерные для обстановки пещер, и редко встречающиеся моренные отложения, связанные с пещерными глетчерами.

В пещерных обстановках диагностируются также биогенные образования — костные остатки троглоксенов и троглофилов и их экскременты, а также антропогенные отложения — предметы материальной культуры древних людей и современных посетителей пещер. Есть биогенные отложения (бурые угли, торф) также во внешних карстовых формах.

Достаточно широко в карстовом комплексе развиты смешанные образования — элювиально-инфлювиальные, инфлювиально-метасоматические, биохемогенные и др.

По источникам минеральных веществ отложения карста делятся на автохтонные и аллохтонные [Чирвинский, 1950; Ферсман, 1952]. Автохтонные отложения большей частью специфичны, в то время как аллохтонные распространены и за пределами карстовой фациальной области. Автохтонные образования в карстовых формах обычно преобладают в придонных (пограничных) частях. Нередко они перекрыты аллохтон-

ными образованиями или находятся с ними в сложных сочетаниях. Аллохтонные образования относятся к склоновому, водному и биогенному рядам.

Карстовая фациальная область достаточно разнообразна по обстановкам осадконакопления. Нами различаются обстановки: а) пещер, б) слепых форм, в) карстовых седиментационных коллекторов, г) контактов, д) источников (см. таблицу).

Пещерная обстановка хорошо исследована [Соколов, 1962; Максимович, 1963]. По этой причине обратим внимание лишь на отдельные ее особенности. Укажем на необходимость существования постоянного или периодически открывающегося входного элемента, обеспечивающего возможность проникновения под землю людей и животных, соответственно – накопления биогенных отложений. Собственно пещерой является то, что еще не заполнено осадочным материалом. Так как этот объект наблюдается изнутри, то хорошо заметны поверхности разрушения карстующейся породы и аккумулятивные – донная, облекания стен, наростов на дне, карнизах и сводах. Сочетание разрушения и донной аккумуляции приводит к некоторому смещению (“всплыванию”) пещеры за время ее существования. При этом доступны наблюдению (без разрушения) почти только современные отложения, и лишь в молодых эрозийных врезках и стенах провалов можно видеть доголоценовые осадочные образования. Таким образом, отложения пещер наиболее “свежие”, хотя и в них (особенно – в натечных формах) фиксируются преобразования (перекристаллизация). Древние, обрушенные натечные и в отдельных случаях биогенные (фосфатные) отложения являются основными полезными ископаемыми пещер. При этом растущие натечные формы подлежат охране.

Слепые формы обнаруживаются при проходке горных выработок и бурении скважин на разных, порой значительных глубинах. Они могут вмещать подземную атмосферу, воду, отложения. Представляют интерес заполненные отложениями (коальмитованные) формы, являющиеся классом вторичных геологических тел. Они образуются как за счет метеорных вод (вадных и фреатических), так и за счет термальных восходящих потоков. Отложения слепых тел очень разнообразны и представлены глинистыми, песчано-глинистыми, кварц-карбонатными и другими минеральными ассоциациями. Они содержат сульфидные руды свинца и цинка, урано-ванадиевое, марганцево-цинковое оруденение.

Обстановка карстовых седиментационных коллекторов (КСК) выделена нами по материалам изучения приповерхностных, частично стратифицированных геологических тел, выполняющих воронко-, полье-, котловинообразные и другие карстовые формы. Они являются подземными образованиями, устанавливаемыми по распространению заполняющих отложений [Цыкин, 1980]. При изучении этих тел по материалам бурения скважин обнаружены признаки взаимосвязи развития карста с седиментацией в условиях полной компенсации избирательной химической денудации осадочным материалом, поступающим как за счет внутреннего (автохтонного), так и за счет внешнего (аллохтонного) источника. В качестве последнего чаще всего выступает кора выветривания. Аллохтонные образования слагают верхнюю часть КСК (компенсационный горизонт), в то время как автохтонные локализованы в нижней части (базальный горизонт). Здесь интенсивно проявлены вещественные и структурные преобразования осадочного материала. Первые обусловлены промывным режимом и происходят по схеме сипаллитного или аллитного неозлювиального выветривания, а вторые обусловлены про-

садками, провалами осадочного материала вследствие подземной деструкции коренной породы. Эти преобразования охватывают отчасти и компенсационный горизонт. В КСК локализованы разнообразные полезные ископаемые — бокситы, железные и железо-марганцевые руды, фосфориты, каолины, глинистые пигменты. Под современными и древними долинами на карбонатном цоколе образованы карстовые россыпи алмазов, золота, касситерита.

На контактах карбонатных и алюмосиликатных пород при благоприятном гидрогеологическом режиме протекают реакционные взаимодействия, в результате которых происходит растворение субстрата с одной стороны контакта и оглинение — с другой [Цыкин, 1976]. В качестве побочных явлений выступают инфильтрационное минералообразование в зоне щелочно-окислительного геохимического барьера, течение глинистого материала в направлении отступающей со стороны карбонатных пород границы, просадки земной поверхности. В итоге вдоль наклонных контактов образуются линейные, сужающиеся книзу тела континентальных образований пестрого состава, а при почти горизонтальном контакте — плачевидные и польеобразные тела. Здесь преимущественно развиты элювиальные, инфлювиальные, метасоматические и смешанные (на основе перечисленных) образования. Они вмещают залежи каолинов, бокситов, никелевых руд, золотое оруденение.

Обстановка источников достаточно распространена на закарстованных площадях, однако отложения травертина наблюдаются сравнительно редко и связаны с зонами разгрузки подземных вод, насыщенных и пересыщенных гидрокарбонатами щелочных земель. Часто это термальные воды. Травертины являются полезным ископаемым, пригодным для известкования почв, но созданные ими постройки представляют собой достопримечательность природы и подлежат охране.

В заключение сделаем следующие выводы. С карстом связаны разнообразные автохтонные и аллохтонные отложения. Среди первых устанавливаются особые генетические типы — инфлювий, натечные, кольматационные, метасоматические, смешанные образования. В древнем карсте произошли вещественные и структурные преобразования отложений, усилившие специфику карстового осадочного комплекса. В континентальных условиях этот комплекс наиболее продуктивен в отношении полезных ископаемых, превосходя в их видовом разнообразии комплекс коры выветривания. Отложения древнего карста фиксируются в геоморфологической обстановке, исключающей сохранность одновозрастных осадочных образований иной природы. Поэтому такие отложения часто являются единственными сигналами геологического прошлого. Но эти сигналы можно интерпретировать только с учетом механизмов развития карста и этапности формирования видового состава отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Лунгерсгаузен Г.Ф. Инфлювий — особый генетический тип материковых образований. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3, с. 690—693.
- Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь: Кн. изд-во, 1963, т. 1, 444 с.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956, т. 2, 393 с.
- Николаев Н.И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. 21, вып. 4, с. 25—64.
- Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954, ч. 1, 524 с.
- Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
- Тенхафел У.Х. Учение об образовании осадков. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 916 с.

Ферсман А.Е. Геохимия пещер. — Природа, 1952, № 3, с. 22—27.

Цыкин Р.А. К познанию отложений карстовых депрессии Южной Сибири. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1970, вып. 7, с. 25—28.

Цыкин Р.А. Кора выветривания и карст. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 186—194.

Цыкин Р.А. Об условиях формирования покрытого карста. — Геология и геофизика, 1980, № 8, с. 52—58.

Чирвинский П.Н. Типы спелеологического минералообразования и их минеральный состав. — В кн.: Минералогический сборник. Львов: Львов. гос. ун-т, 1950, № 4, с. 83—86.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Труды/ГИН; Вып. 161).

УДК 522.14:515.345

И.Д. ДАНИЛОВ

КРИОЛИТОГЕНЕЗ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В основополагающей работе по теории литогенеза Н.М. Страхов [1960] выделил три его главных зональных, климатически обусловленных типа: гумидный, аридный и ледовый, а также один интразональный — эффузивно-осадочный. Ледовый тип литогенеза проявляется лишь в условиях ледовых покровов большей или меньшей мощности, существующих геологически длительное время. Области ледового литогенеза ограничиваются континентами, а в их пределах — практически ледниками, ибо даже отложения талых ледниковых вод, согласно Н.М. Страхову [1960], принадлежат уже другому — гумидному типу осадочного процесса, который у края ледника тесно сплетается с собственно ледниковой седиментацией и одновременно приобретает здесь некоторые специфические локальные черты. Своеобразие ледового седиментогенеза выражается в отсутствии химических процессов: в механическом выветривании, механической денудации и выносе механически же раздробленных частиц. Однако, несмотря на значительную механическую обработку переносимых обломков, полностью отсутствует сколько-нибудь выраженная их механическая сортировка, механическая дифференциация. В этом состоит одна из характернейших черт осадочного процесса ледового типа.

Примитивной форме механического осадкообразования с невыраженной или минимально выраженной дифференциацией вещества отвечает также в общем примитивный характер процессов диагенеза. В мерзлой части ледовых осадков низкая температура подавляет сколько-нибудь заметное течение химических и биологических процессов. В поверхностном, относительно хорошо аэрируемом слое сезонного оттаивания проявляются процессы гипергенеза (выветривания). "Диагенез как стадия внутреннего физико-химического уравнивания многокомпонентной системы веществ с противоречивыми свойствами в данном случае не развит, подавлен низкой температурой среды осадкообразования" [Страхов, 1960, с. 136].

Сказанное показывает, что к ледовому типу литогенеза Н.М. Страхов относил только континентальный ледниковый осадочный процесс, считая его главной особенностью на стадии седиментогенеза механическое преобразование (и вместе с тем отсутствие механической

дифференциации) вещества, а на стадии диагенеза – подавленность и примитивное течение химико-биологических процессов, отсутствие сколько-нибудь заметного физико-химического преобразования вещества осадка.

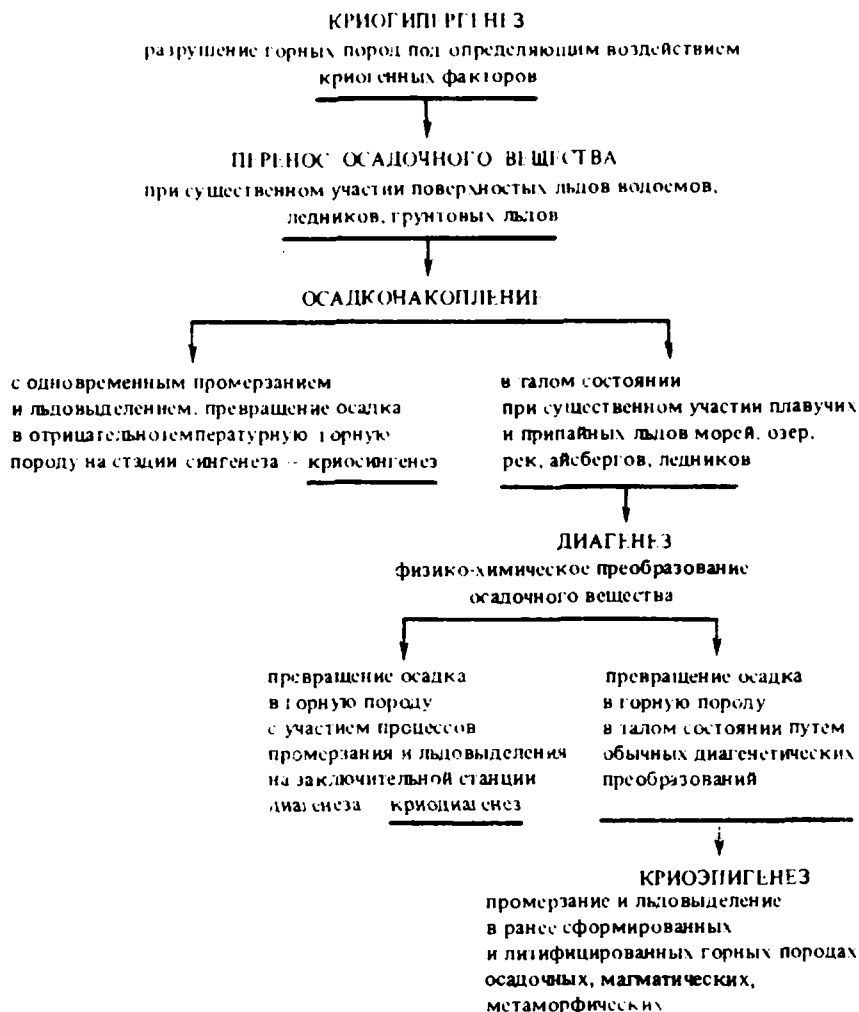
В литературе известны попытки выделения в дополнение к основным типам литогенеза, установленным Н.М. Страховым, самостоятельного типа полярного литогенеза, который охватывает морские водоемы в южных частях Южного океана и в районах Северного Ледовитого океана, наименее подверженных влиянию теплых течений из Атлантического и Тихого океанов [Лапина и др., 1968]. Характерными признаками полярного литогенеза в морских водоемах считаются накопление преимущественно терригенных осадков, их слабая сортировка, пестрота в распределении гранулометрических типов по площади, наличие крупнообломочного материала в тонкодисперсных разностях, незначительное содержание органического вещества, химических компонентов – железа, марганца, карбонатов кальция и магния, а также замедленность процессов аутигенного минералообразования, которое почти не происходит.

В мерзлотоведении существует понятие криолитогенеза или криодиагенеза – процесса преобразования вещества горных пород (как осадочных, так магматических и метаморфических), связанного с промерзанием и льдовыделением в них. Этот процесс вряд ли можно рассматривать в полном его объеме как процесс литогенеза, т.е. осадочного породообразования. Промерзание магматических, метаморфических и древних осадочных пород – это уже постлитогенный, наложенный, т.е. эпигенетический процесс – криоэпигенез. В том случае, когда промерзание и льдовыделение происходят на стадии осадконакопления, например в условиях поймы, ваттовых побережий, или на стадии диагенетического преобразования вещества осадков в условиях дна водоемов, они являются составными частями общего процесса осадочного породообразования, т.е. литогенеза. В зависимости от того, на какой стадии общего литогенеза осуществляется переход осадков в мерзлое состояние, выделяются стадии их сингенетического и диагенетического промерзания, т.е. криосингенеза и криодиагенеза [Данилов, 1978].

Понимание криолитогенеза как специфического процесса осадочного породообразования позволяет дать следующее его определение. Криолитогенез (или полярный литогенез в широком его понимании) – это комплекс процессов, связанных с накоплением и преобразованием осадков вплоть до превращения их в осадочную горную породу в зонах устойчивого охлаждения Земли как в континентальных, так и в морских условиях при низких, близких к нулю, положительных или отрицательных температурах и под существенным влиянием льда в различной его форме (наземные ледники, подземный грунтовый лед, поверхностные льды водоемов). Взаимоотношения стадий криолитогенеза могут быть проиллюстрированы схемой (рис. 1).

Все стадии осадочного процесса в криогенной зоне обладают специфичностью. Специфично протекают процессы гипергенеза, которые отличаются преобладанием механического дробления, криогенной дезагрегацией крупных и агрегацией мелких пелитовых частиц и т.д. В переносе и переотложении материала на склонах, благодаря наличию грунтовых льдов, активно проявляются явления крипа и солифлюкции. В реках, морях, озерах осадочный материал переносится льдами, в морях, кроме того, – айсбергами, в областях развития оледенений – ледниками.

Осадконакопление в криолитозоне подразделяется на два принципиально различных процесса. Если осадки промерзают синхронно их накоплению, они превращаются в мерзлую породу на стадии сингенеза и не



Р и с. 1. Схема стадий криогенного осадочного процесса криолитогенеза

испытывают дальнейших диагенетических изменений. Если осадки накапливаются в талом состоянии, они проходят полностью или частично стадию диагенетических физико-химических изменений. В прибрежной зоне водоемов возможно промерзание грунтов в донных условиях, их переход в криогенное состояние завершает процесс диагенеза, являясь его составной частью. В том случае, когда в мерзлое состояние переходят диагенетически преобразованные и литифицированные осадочные породы, промерзание является постдиагенетическим, т.е. криозипигенетическим процессом, так же как и при промерзании магматических и метаморфических пород. Различные фациальные типы осадков проходят определенный набор стадий криолитогенеза. Пойменные, ваттовые, ледниковые отложения промерзают и превращаются в горную осадочную породу на стадии криосингенеза; прибрежные озерные и морские —

на стадии криодиagenеза; глубоководные морские и озерные, а также русловые отложения крупных рек — на стадии криозпигенеза.

Криолитогенез как особый тип осадочного процесса проявляется в криолитозоне. Под криолитозоной нередко понимают мерзлую зону литосферы. Тем самым как бы отождествляются два понятия — криолитозона и криолитосфера. Однако смысловая нагрузка этих терминов не идентична. Криолитосфера подобна литосфере, т.е. твердой “каменной” оболочке, — это твердая мерзлая оболочка Земли. Криолитозона — это зона (т.е. площадное понятие), в пределах которой осуществляется своеобразный тип литогенеза — криолитогенез. В первом случае говорится о мерзлом физическом состоянии приповерхностных слоев земной коры, во втором — речь идет о пространственно-временной категории.

Криолитосфера состоит в основном из мерзлых пород суши, находящихся в этом состоянии геологически длительное время. Однако твердомерзлые породы распространены и в пределах полярных морей на арктическом шельфе. Среди них различаются реликтовые, погруженные под уровень моря, и новообразованные. Гораздо шире в пределах морских полярных водоемов распространены отрицательнотемпературные придонные воды и грунты, которые занимают обширные площади не только на арктическом шельфе, но и в пределах батимальной и абиссальной зон. Влияние отрицательных температур придонных вод и грунтов на осадочный процесс очень существенно.

Криолитозона — зона проявления криогенного литогенеза, в ее пределах осадочный процесс отличается своеобразием, которое проявляется как на суше, так и в море. Еще в 1933 г. В.И. Вернадский к “областям охлаждения” Земли, помимо мерзлых зон суши, относил охлажденные зоны Мирового океана с температурой среды, не превышающей 4°С. В пределах суши криолитозона охватывает области с наземным и подземным оледенением, т.е. ледники и площади распространения вечномерзлых пород. Отнесение к зоне проявления криолитогенеза площадей с сезонно промерзающими горными породами, широко распространенными в умеренной гумидной зоне, вряд ли рационально, поскольку сезонное промерзание не оказывает определяющего влияния на характер протекания процессов литогенеза. Таким образом, криолитозона — это зона устойчивого охлаждения Земли на суше и в море, распространенная главным образом в полярных широтах, а также в высокогорье [рис. 2].

Основными факторами, определяющими специфику осадконакопления и преобразования осадков в криолитозоне, являются низкая температура среды и лед в различной его форме (“криос” — холод, лед). Низкие температуры среди осадконакопления определяют повышенную растворимость карбонатов, кремнезема, которые не могут образовывать больших скоплений в холодноводных водоемах. На стадии диагенеза низкие температуры замедляют течение геохимических процессов. Ледовый покров морей и континентальных водоемов препятствует развитию в них волнений в течение значительной части года, снижая темпы размыва берегов и сортировку осадочного материала в прибрежных литеральной и сублитеральной зонах. Припайные льды, в последующем оторванные от берегов и активно дрейфующие и тающие, а также айсберги являются поставщиками в донные осадки большого количества как несортированного тонкодисперсного, так и крупнообломочного материала. Наземные ледники формируют специфический комплекс осадков, не имеющих аналогов в зоне умеренного и теплого климата. Обычно с деятельностью ледников связывают лишь континентальные ледниковые на-

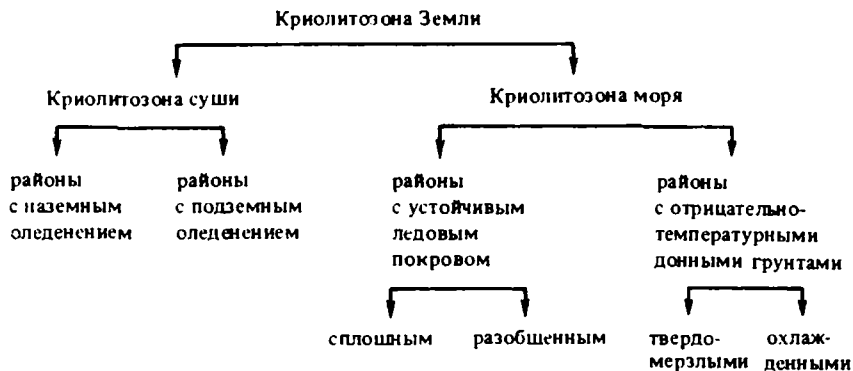


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая принципы районирования криолитозоны Земли

копления и образования: морены, водно-ледниковые и озерно-ледниковые. Вместе с тем зоны влияния ледниковых покровов на осадочный процесс распространяются на огромные площади морей путем непосредственного сгружения обломочного материала в воду у края ледников и в еще большей степени посредством разноса его айсбергами. Подземное льдообразование придает весьма яркие специфические черты отложениям, сформированным в криолитозоне. Даже если впоследствии происходит вытаивание подземных льдов, следы их бывшего наличия остаются в отложениях, позволяя судить об изменениях криолитозоны во времени и пространстве.

Под воздействием специфических криогенных факторов литогенеза, т.е. холода и льда, приобретают существенное литологическое своеобразие все генетические типы формирующихся пород. В водоемах бассейнового типа — морских, крупных озерных — образуются две наиболее своеобразные разновидности осадочных пород криолитозоны, обладающие противоположными свойствами. В водоемах с активно дрейфующими и тающими плавучими льдами накапливаются на больших площадях слабо сортированные неслоистые тонкодисперсные осадки глинисто-алевритового состава с включениями грубообломочного материала, напоминающие по внешнему облику континентальные ледниковые морены. В бассейнах с длительным устойчивым ледовым покровом и резко выраженными изменениями в поступлении твердого стока формируются хорошо сортированные глины и алевриты, в том числе и ленточнослоистые, в которых частицы определенного размера четко дифференцированы по слоям. Недостаточный учет специфики осадочного породообразования в холодноводных ледовитых полярных водоемах приводил и приводит многих исследователей к ошибочным представлениям о генезисе и условиях формирования древних осадочных пород и как следствие этого — к неправильным палеогеографическим выводам и построениям. Основа этих заблуждений — перенесение представлений, выработанных при изучении осадочного породообразования в теплой и умеренной зонах гумидного климата, на условия осадкообразования в криолитозоне. До сих пор не оставлено, например, укоренившееся представление о том, что морские осадки на широких площадях распространения не могут быть слабо сортированными и содержать грубообломочные включения в тонкодисперсных разностях. Эти признаки свя-

зываются исключительно с континентально-ледниковыми условиями осадконакопления.

В отношении характера диагенетических биохимических процессов, в частности процессов аутигенного минералообразования, широко распространено упомянутое выше представление, что они отличаются подавленностью и примитивностью в водоемах криолитозоны [Лапина и др., 1968]. Изучение различных типов бассейновых отложений криолитозоны позволяет сделать заключение, что, несмотря на низкую, иногда отрицательную температуру среды, диагенез осадков сопровождается существенным геохимическим преобразованием исходного вещества и минералообразованием. В зависимости от ландшафтно-климатических условий, состава терригенного материала, смесенного с прилегающей суши, количества и качества поступающего на дно органического вещества формируются своеобразные комплексы аутигенных минералов, наиболее полно и ярко представленные в конкрециях [Данилов, 1978]. В отложениях пресноводных водоемов криолитозоны установлены конкреции фосфатов железа (вивианитовые) и конкреции, цементирующее вещество которых состоит из кальцита, иногда частично арагонита с изоморфной примесью марганца. В обогащенных разлагающимися органическим веществом озерных, лагунных глинах и алевролитах присутствуют новообразованные сульфиды железа. Для морских глин и алевролитов характерны сульфидные и карбонатные конкреции. Сульфиды железа в них представлены гидротроилитом и пиритом, карбонаты — в основном кальцитом, частично арагонитом с непостоянной, но иногда значительной, вероятно, изоморфной примесью железа, магния, марганца; в некоторых случаях карбонатный цемент образован доломитом, изредка в нем отмечаются новообразованные сферолиты сидерита. В прибрежных грубозернистых фациях морских водоемов совместно присутствуют карбонатные и железисто-марганцевые конкреции. Распространение карбонатных конкреций в отложениях криолитозоны не повсеместное, они приурочены к районам развития карбонатных пород и областям с континентальным засушливым палеоклиматом.

Промерзание бассейновых отложений и сопровождающее его льдовыведение происходят обычно после осушения водоема седиментации и являются наложенными криозипгенетическими процессами. В прибрежной зоне водоемов осадки могут промерзать в донных условиях на стадии диагенеза за счет теплопотерь в горизонтальном направлении и снизу. При промерзании сверху формируется разреживающаяся вниз система преимущественно горизонтальных льдистых прослоек, пересекаемых субвертикальными, промерзание с боков обуславливает возникновение сети наклонных прослоек льда. Криогенная специфика формирования континентальных отложений русловых и нерусловых потоков (аллювиальных, склоновых) находит свое выражение в своеобразных типах льдистых текстур и образовании сингенетичных процессу осадконакопления ледяных жил, вертикальная протяженность которых достигает иногда 20—40 м.

Тонкодисперсные, обогащенные органическим веществом осадки пойменных фаций аллювия и делювиально-солифлюкционные отложения, промерзая в процессе их накопления, отличаются высокольдистыми криогенными текстурами, когда ледяная составляющая равна терригенной или преобладает над ней, составляя до 80—90% объема породы. Пески и галечники русловых фаций промерзают после их накопления и выхода из зоны отепляющего воздействия водного потока. До этого они обогащаются гидроокислами железа и марганца, цементирующими отдельные

линзы и прослои. При синхронном накоплении и промерзании пойменных осадков аутигенное минералообразование в них практически не происходит. В областях распространения ледников и ледниковых покровов накапливаются несортированные терригенные осадки, состоящие из хаотической смеси пелитовых, псаммитовых и песчитовых фракций. Вытаяв из льда, содержащийся в нем материал либо сразу промерзает, либо попадает в обогащенную кислородом зону гипергенеза. Ледниковые отложения не испытывают сколько-нибудь значительных физико-химических диагенетических преобразований. Процесс их формирования заканчивается осадконакоплением и промерзанием. Поэтому все преобразование осадочного вещества происходит либо в теле ледника, либо на его ложе или поверхности.

Данные по отдельным фациально-генетическим группам осадков позволяют сделать общий вывод о том, что в зоне криолитогенеза породообразованию свойственны черты, отличающие его от аналогичного процесса в других климатически обусловленных зонах литогенеза — гумидной (умеренной и теплой) и аридной. Все это позволяет рассматривать криолитогенез как самостоятельный тип литогенеза или по крайней мере как самостоятельную разновидность гумидного литогенеза, если подразделять его на гумидный теплый, умеренный и холодный (криолитогенез). Специфика криолитогенеза проявляется в различных обстановках осадконакопления, находя свое выражение в литологическом составе, мерзлотном строении пород, комплексе минералов и конкреций. Совокупность частных особенностей процесса формирования осадочных пород различного генезиса и фациального типа в криогенной зоне создает общую картину своеобразия литогенеза в целом.

Зона проявления криогенного осадочного процесса непостоянна как во времени, так и в пространстве. Признаки криолитогенеза в виде своеобразных пород, обладающих рядом отмеченных выше особенностей, обнаружены в нижнем протерозое, верхнем рифее, венде, ордовике, силуре, карбоне, перми. Наиболее полное выражение криогенный литогенез получил на последних этапах геологической истории Земли в позднем кайнозое. Но и в этом временном интервале криолитозона не была постоянной, смещаясь то к северу, то к югу. Следы этих смещений находят свое выражение в литологическом облике пород: ледниковые накопления за пределами современных ледников, грубообломочный материал в донных осадках морей за пределами современной границы плавучих льдов, грунтовые псевдоморфозы по вытаявшим жильным льдам, мерзлотные клинья, солифлюкционные смещения грунтов, криотурбации. Свидетельства миграции криолитозоны имеются в горах. Для расшифровки обстановок древнего криогенного осадконакопления особое значение имеет анализ возникновения и развития криолитозоны на последних этапах геологической истории Земли в кайнозое.

Долгое время было практически общепринятым мнение, что современная криолитозона и ее основные составляющие — ледники, мерзлые породы, ледовый покров морей — возникли на границе плейстоцена и плейстоцена и являются специфическими образованиями последнего, отличающимися его от более ранних этапов геологического развития Земли в кайнозое. Результаты новейших исследований показывают, что криолитозона Земли в кайнозое образовалась в различных регионах не одновременно. Крупнообломочный каменный материал имеется в осадках морей, омывающих Антарктиду и Гренландию. Эти осадки датированы концом эоцена — началом олигоцена. В отложениях этого времени на северных побережьях и островах Евразии и Северной Америки признаков сущест-

ования криолитозоны еще нет. На севере Западной Сибири, например, в олигоцене в условиях теплого влажного климата активно протекали процессы глубокого химического выветривания, в результате чего формировались толщи каолинизированных песков с прослоями каолиновых глин. На Северо-Востоке Азии в конце палеогена произрастали широколиственные леса с элементами субтропической флоры.

В настоящее время считается установленным, что огромные ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии возникли не позднее 11–14 млн. лет назад, т.е. конца миоцена [Sugden, 1978]. На севере Евразии в миоцене произрастали широколиственные леса, накапливались мощные (до нескольких сот метров) толщи угленосных (Новосибирские острова) и лигнитоносных (север Якутии, Чукотка, арктическое побережье Северной Америки) отложений. Иными словами, криолитозона на севере Евразии и Северной Америки в миоцене еще не существовала. На Северо-Востоке Азии в миоценовых отложениях появляются первые признаки влияния на осадочный процесс, вероятно, сезонного ледового покрова водоемов, поставлявшего в тонкозернистые илы бассейнового происхождения гальку и щебень. Четкие следы существования мерзлых пород на Северо-Востоке СССР появляются в раннем плиоцене, что свидетельствует о возникновении здесь криолитозоны суши на данном этапе геологического развития. Весьма ледовиты были в это время и прилегающие моря, ибо в тонкодисперсных плиоценовых отложениях присутствует крупнообломочный материал. В западном секторе севера Евразии (север Западной Сибири, Печорская низменность) признаки влияния криогенного фактора на осадочный процесс в кайнозое появляются только в конце плиоцена — начале плейстоцена (зоплейстоцена).

Безусловным является вывод о том, что возникновение криолитозоны Земли в кайнозое было не одновременным, а скользящим по шкале геологического времени. Возрастные интервалы возникновения криогенного осадкообразования в кайнозое в различных областях Земли весьма существенны и составляют около 40 млн. лет, т.е. соответствуют примерно средней продолжительности одного периода. В Антарктиде криолитозона возникла, по-видимому, в конце палеогена, на северо-востоке Евразии — в начале плиоцена, на северо-западе Евразии — в конце плиоцена — начале плейстоцена, т.е. крупные ландшафтно-климатические изменения в геологической истории кайнозоя не соответствуют стратиграфическим рубежам и имеют не общепланетарные, а местные причины.

Близкие современным параметры криолитозона приобрела в конце плиоцена. В плейстоцене происходило неоднократное расширение площади криолитозоны, однако она не сокращалась до размеров, существенно меньших площади ее распространения в настоящее время. При палеогеографических реконструкциях древних криолитозон необходимо учитывать, что все современные ледниковые покровы сгружают переносимый ими осадочный материал в море, формируя на огромных пространствах своеобразные типы ледниково-морских отложений. Это явление, несомненно, было широко развито в прошлые этапы геологического развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
Папина Н.Н., Значко-Яворский Г.А., Куликов Н.Н. и др. Полярный тип литогенеза. — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 212–217.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1. 212 с.
Sugden D.E. Glacial geomorphology. — Progr. Phys. Geogr., 1978, vol. 2, N 2, p. 309–320.

О ТИПИЗАЦИИ И СИСТЕМАТИКЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ФАЦИЙ

В основу типизации и систематики должны быть положены определения исходных объектов и единиц исследования:

1) **л и т о т и п** — экзогенное или эндогенно-экзогенное геологическое тело с определенным комплексом взаимосвязанных существенных признаков (конститутивных — вещественного состава, строения, морфологии и дополнительных индикативных — ориктоценозов, конкреций); 2) **л и т о г е н е т и ч е с к и й т и п** — литотип, генезис которого более или менее установлен; 3) **ф а ц и я** — единица территории с относительно однородными условиями образования литотипов, отличающихся от соседних одно-возрастных.

Двойственное определение фации (и как обстановки или среды образования, и как признаков геологического тела) не может быть рекомендовано, ибо смешивает причины и следствия. Например, русловой песок как литогенетический тип является геологическим телом с комплексом признаков, порожденных условиями речного русла. Но само это русло — не геологическое тело, а форма рельефа и водной массы. В зарубежной литературе термин "фация" (или "литофация") часто употребляется в смысле, аналогичном литотипу, а термин "обстановка" — в смысле фации, но с менее определенными комплексами признаков. В нашей литературе термин "литологический тип" часто неправильно употребляется для обозначения групп пород, выделенных только по одному признаку состава: например, песчаники, алевролиты и т.д. Но это не литотипы, а гранулометрические типы пород. Литотип — не просто песчаник, а песчаник, характеризующийся комплексом указанных пяти групп признаков.

Литотип всегда является и литогенетическим типом, ибо определяется признаками, имеющими генетическое значение. Но комплексы таких признаков можно выделять, классифицировать и до того, как однозначно выяснен их генезис. Например, в угленосных формациях широко распространен тип песчаников, хорошо сортированных, с увеличением крупности зерна кверху или к средней части или без ясного гранулометрического максимума; волнисто- или линзовидно-, местами косолинзовидно- и косослоистых; залегающих широкими полосами или цепочками овальных линз, часто немного выпуклых кверху; содержащих крупные конкреции смешанно-карбонатного состава. На площади эти песчаники переходят в более мелкозернистые породы, часто с пресноводной или лагунной фауной, иногда — в породы с морской фауной. Генетический анализ привел к выводу, что это один из литотипов баровых песчаников; но другие исследователи предлагали другие интерпретации. Независимо от разных интерпретаций песчаники с указанным комплексом признаков ясно выделяются во многих угленосных толщах и резко отличаются от песчаников с другими комплексами признаков, указывающими и на другое происхождение. Выделение литотипов с самого начала направляется генетическим анализом, но разделение с понятием литогенетического типа позволяет строго различать фактически наблюдаемое и предполагаемое.

Литотипы, литогенетические типы, фации образуют таксономические последовательности соответственно уровням организации вещества. Применяющиеся трех-, четырех-, реже — пятиступенчатые таксономические схемы не отвечают реальному количеству уровней. Сейчас в современных и древних толщах можно выделить минимум 9 уровней (ступеней) литотипов:

микро-, мезо-, макро-, мега- и магналитотипы, мезо-, макро-, мега- и магналитонимии; соответствующие фациальные уровни (от микрофаций до фациальных магнаний или областей), сопоставимые с уровнями современного физико-географического районирования (географы выделяют до 23, обычно — 12 уровней) и с уровнями парагенезисов, кончая высшими формационными комплексами. Не прилагая (за недостатком места) сводной таблицы таксономии всех типологических рядов, приведу только пример ранговой последовательности фаций: 1) микрофация — склон берегового или прируслового вала с характерными для него литотипами и литогенетическими типами; 2) мезофация — береговой или прирусловой вал с соответствующими мезолитотипами; 3) макрофация — бар, русло реки, зона лагуны; 4) мегафация — баровый пояс (с островами, протоками, дюнами и т.д.), вся лагуна, речная долина; 5) магнафация — лагуна плюс баровый пояс, плюс прибрежные болота; 6) мезонимия или фациальный округ — лагунно-морское побережье с набором фаций от прибрежного открытого моря до низовьев властвующих рек и прибрежных озер, почв; 7) макронимия — вся прибрежно-морская равнина, лагунно-баровый пояс, внешний шельф, весь шельф; 8) меганимия — море, гумидная равнина (включая фации подножий); 9) магнанимия — море вместе с гумидной равниной включительно.

Эти уровни можно дополнительно подразделять. В пределах каждого выделяются: по латерали — катенады, по вертикали — сукцессии литотипов и фаций, сопоставимые, начиная с третьего, с формационными уровнями и более приближенно — с рангами литолого-стратиграфических подразделений, но с учетом несопадений некоторых ранговых границ разных типологических рядов. Один и тот же элемент парагенезиса данного формационного уровня может быть представлен катенодой нескольких литотипов, отвечающих катенаде фаций. Так, мезоэлемент типоморфного угленосного циклита первого порядка отвечает началу его трансгрессивной ветви, во время которой торфяник захороняется осадками затопляющего бассейна. Этот единый элемент представлен катенодой разных мезолитотипов — от тонкослоистого за счет обильной флоры и тонкоотмученного аргиллита до разнообразных алевролитов и песчаников, соответствующих мезофациям — участкам трансгрессирующего бассейна с разными гидродинамическим и гидрохимическим режимами, скоростями седиментации и др. Остальные элементы циклитов того же уровня и типа представлены другими катенадами (например, элемент b_1 , отвечающий почве угольного пласта). Литотипы более высоких рангов сопоставляются с формационными рангами, но часто с некоторым их объединением; например, мезолитонимия отвечает рангу угленосной субформации, объединяющей циклиты 2-го, 3-го и даже 4-го порядков.

Выделяются гомологичные и аналогичные структуры типологических рядов одного и того же уровня и разных уровней одного и того же типологического ряда. Например, структуры магналитотипа и магнафации с катенодой от береговых торфяников до мористого склона бара подобны друг другу и структуре полного угленосного циклита первого порядка. Выделяются типы структур — по составу, взаимному расположению, множеству, соотношениям элементов, типам асимметрии, симметрии и диссимметрии. Например, структура типа $aba_1b_1...$ характерна для некоторых молассовых формаций вместе со структурами типа $abb_1a_1...$; резко асимметричные структуры типа $abca_1b_1c_1...$ характерны, хотя с большими отличиями мощностей и литологического состава, для флиша, с одной стороны, и для аллювиальных толщ — с другой. Угленосные формации характеризуются сложными диссимметричными структурами типа $abcdee_1d_1c_1a_1c$

дополнительными вариациями за счет выпадения или повторения некоторых элементов. Эти вариации определяются различными типами формации, их подразделений и парагенетически связаны с типами угленосности.

Состав и количественные соотношения элементов могут быть связаны со свойствами циклитов, определяющими положение и свойства полезных ископаемых. Например, в угленосных циклитах мощность и протяженность угольных пластов связаны с мощностями циклитов лагунно-барового типа и с количественными соотношениями в них сумм элементов $(b + c)$ и $(d + e)$. Установлены также количественные корреляции между конкрециеносностью и угленосностью. Выделяются и структуры циклических и других сукцессий и катенад — железоносных, марганценосных, алюминиевоносных, фосфатоносных и т.д., хотя их типология еще требует дальнейшей разработки. Типы структур являются инвариантами типов открытых динамических систем, и классификация структур является частью системного анализа соответствующих типологических рядов литотипов, фаций, ландшафтов, формаций, с учетом эволюции систем, самой системности и признаков элементов систем в истории Земли, что отчасти уже показано в ряде исследований, в том числе и в работах автора.

Дальнейшая разработка структурно-системного анализа и таксономии выделенных типологических рядов включает в себя уточнение классификационных критериев. Сравнительный анализ данных многолетних наблюдений автора над литотипами и фациями современных и древних осадков и обширного литературного материала (более 1000 работ), сопоставлений разновозрастных и принадлежащих к разным формациям литотипов, их эволюции в истории Земли позволяет сейчас выявить: 1) ряд широко распространенных ошибок фациальной интерпретации древних осадков и пород (например, часто смешиваются признаки пойменных, прибрежно-озерных, прибрежно-лагунных фаций и литогенетических типов); 2) дополнительные диагностические признаки климатических (не только гумидных и аридных, но и промежуточных семигумидных и семиаридных) и геоморфологических групп фаций (в частности, подводно- и наземно-дельтовых, гумидно-лагунных, баровых и др.); 3) признаки парагенезисов, связанных с ними полезных ископаемых, их литологические индикаторы.

Дальнейшая разработка классификации, типологии, систематики и диагностики экзогенных геологических тел и фаций с учетом высказанных выше соображений должна использовать также опыт классификаций и систематики других естественных наук. В частности, необходимо разделять комбинаторные, параметрические и генетические классификации, искать возможности их синтеза и разумной формализации с применением математического аппарата (главным образом теории множеств). На этой основе намечаются принципы и схемы динамической историко-биологической систематики, учитывающей эволюцию осадконакопления и связанной с ней диагностики фаций.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА

На земной коре материкового типа Н.М. Страхов [1956] выделил четыре основных типа литогенеза: гумидный (приэкваториальные и умеренные широты), аридный (низкие широты), ледовый, или гляциальный, (высокие широты) и вулканогенно-осадочный. А.П. Лисицын [1974] проследил распространение гумидного, аридного и гляциального типов литогенеза в океанах, против чего возразил Н.М. Страхов, который предложил "выделять особый океанский тип литогенеза, противопоставляемый всем типам литогенеза континентального блока" [Страхов, 1976, с. 5], и подчеркнул решающую роль гидродинамического фактора поверхностных слоев воды в формировании осадков океанов. Однако геострофические циркулярные течения примерно совпадают с поясами гумидного литогенеза в океанах, а халистазы в основном соответствуют зонам аридного литогенеза в океанах (по А.П. Лисицыну).

При выделении типов литогенеза на материках Н.М. Страхов противопоставил вулканогенно-осадочный тип остальным трем. Такое противопоставление обусловлено разными источниками осадочного материала, и это следует закрепить путем выделения двух групп типов литогенеза: 1) экзогенной, включающей гумидный, аридный и ледовый типы литогенеза, по Н.М. Страхову (на коре материкового типа), гумидный, аридный и ледовый типы литогенеза, по А.П. Лисицыну (на коре океанского типа); 2) эндогенной, включающей вулканогенно-осадочный тип литогенеза на коре и материкового и океанского типа. Кроме перечисленных двух групп типов литогенеза, выделяемых по источнику осадочного материала, есть еще одна: 3) космогенная, включающая образования астроблем, тектиты, криоконит. Оценки поступления в настоящее время вещества из космоса крайне противоречивы: от 5 тыс.т в год [Arrhenius, 1961] до 80 млн.т в год [Лисицын, 1974], что в современном осадконакоплении соответствует в среднем 0,002%, а для фанерозойских отложений — около 0,02%. Космогенный материал реально ощущается только среди красных глубоководных глин, где он представлен космическими шариками (криоконитом). "Космические шарики выпадают на всю земную поверхность с приблизительно одинаковой скоростью, и, естественно, их концентрация оказывается больше всего там, где меньше разбавление другим осадочным материалом, т.е. в местах с минимальной скоростью седиментации" [Лисицын, 1974, с. 135]. В протерозое и в особенности в архее роль космогенной группы типов литогенеза была значительно выше, чем сейчас.

Предложение Н.М. Страхова [1976] — выделять особый океанский тип литогенеза — следует реализовать путем выделения двух классов типов литогенеза по характеру строения земной коры, в пределах которой развиты как экзогенная, так и эндогенная группы: 1) материкового, включающего гумидный, аридный, гляциальный и вулканогенно-осадочный типы литогенеза (по Н.М. Страхову) на земной коре материкового типа, и 2) океанского, включающего гумидный, аридный, гляциальный и вулканогенно-осадочный типы литогенеза (по А.П. Лисицыну) на коре океанского типа.

По данным А.П. Лисицына [1974], в Мировой океан за один год поступает около 27 млрд.т осадочного материала, в том числе 22,6 млрд.т (84%) терригенного и глинистого, 2–3 млрд.т (9%) вулканогенного, около

2 млрд.т биогенного (7%) и примерно 0,5 млн.т космогенного (0,02%). Терригенный обломочный и глинистый материал в основном поступает с речным стоком (18,5 млрд.т в год — 70%), в виде золы (около 1,6 млрд.т в год — 6%) и ледниковых (1,6 млрд.т в год — 6%) отложений, вследствие абразии берегов и дна океана (около 0,6 млрд.т в год — 2%). Биогенный осадочный материал представлен карбонатными (1,4 млрд.т в год — 5%) и кремнистыми (0,5 млрд.т в год — 2%) образованиями. "Значительная часть терригенного материала (до 80–90%, а местами, по-видимому, и больше!) осаждалась в периферических частях океанов, особенно близ устьев рек" [Лисицын, 1974, с. 404]. Так, реки Ганг и Брахмапутра выносят в год 2,2 млрд. т, р. Хуанхэ — 1,9 млрд.т взвешенного материала, что составляет соответственно 8 и 7% всего осадочного материала. На границе материков и океанов развиты широкие зоны континентальных подножий (до 2500 км в Бенгальском заливе) с мощностью осадков в несколько километров. При наличии линейных прогибов и повышенной мощности отложений зоны континентальных подножий сменяются современными геосинклиналями атлантического типа [Хаин, 1973]. В связи с этим наряду с материковым и океанским классами типов литогенеза целесообразно выделить особый: 3) материково-океанский класс с характерными для него периокеанским типом литогенеза в приэкваториальных, низких и умеренных широтах, гляциально-перикокеанским типом в высоких широтах и материково-океанским вулканогенно-осадочным типом [Лисицын, 1979].

Признаком периокеанского типа литогенеза является наличие флишевых отложений. Флишевая формация — это ассоциация циклотем с аяксами — *двуединными* слоями генетически связанных между собой прослоев мелкообломочных (песчаников, алевроитов первого элемента циклита — I ЭЦ) и тонкообломочных (алевритовых и песчанистых пелитолитов, или силтов — глин, аргиллитов, мергелей, известняков — II ЭЦ) пород с градационной слоистостью и с гиероглифами в основании слоев I ЭЦ. Генетическая связь определяется наличием *положительной корреляции* между логарифмами мощностей слоев I ЭЦ и II ЭЦ: тонкие прослои I ЭЦ обычно сопровождаются небольшими по мощности слоями II ЭЦ, а крупные слои I ЭЦ — мощными пластами II ЭЦ. Во флишевой формации содержание аяксов составляет не менее 10% от суммарной мощности отложений. Третьим обязательным элементом флишевого циклита (III ЭЦ) является безалевритистый пелитолит (глина, мергель, известняк), карбонатность которого определяется прежде всего глубиной бассейна седиментации: ниже уровня компенсации кальцит растворяется. Обилие планктонных фораминифер свидетельствует об образовании флиша в морских условиях с нормальной соленостью. Одинаковая направленность струйчатых (языковых) гиероглифов свидетельствует об *однонаправленном* постоянно действующем среднелинейном геострофическом течении, разносящем осадочный материал вдоль трога, что подтверждается хорошей выдержанностью слоев (на сотни километров) вдоль трога. Другими словами, флишевые формации — это глубоководные морские отложения подножий материковых склонов и желобов, типичные образования периокеанского типа литогенеза [Афанасьев, 1980, 1981].

Итак, предлагается объединить типы литогенеза в три класса по типам земной коры, на которых они развиты, и в три группы по источникам осадочного материала (таблица).

О терминологии. В океанском классе при наименовании типов литогенеза желательно сохранить термин "океанский": гляциально-океанский (ледовый, по А.П. Лисицыну; *марино-гляциальный*, по Н.М. Страхову),

Группы и классы типов литогенеза

Класс типов литогенеза	Группы типов литогенеза				
	Экзогенная			Эндогенная	Космогенная
	Приэкваториальные и умеренные широты	Низкие широты	Высокие широты		
				Типы	
Материковый	Гумидный	Аридный	Гляциальный	Материковый вулканогенно-осадочный	
Материково-океанский	Периокеанский		Гляциально-периокеанский	Материково-океанский вулканогенно-осадочный	
Океанский	Флюксо-океанский	Халистазно-океанский	Гляциально-океанский	Океанский вулканогенно-осадочный	

характерный для высоких широт; халистазно-океанский (аридный, по А.П. Лисицыну; пассивные зоны, халистазы, по Н.М. Страхову), развитый в низких широтах, и флюксо-океанский (лат. *fluxus* — течение) тип литогенеза (гумидный, по А.П. Лисицыну; зоны геострофических течений, по Н.М. Страхову), характерный для приэкваториальных и умеренных широт.

Широтная зональность типов литогенеза определяется глобальными процессами циркуляции атмосферы и гидросферы [Страхов, 1976]. На материковом блоке земной коры ведущим процессом является циркуляция атмосферы, которая приводит к образованию в конечном итоге гумидного, аридного и ледового типов литогенеза [Страхов, 1956]. На океанском блоке земной коры ведущим является гидродинамический режим водной массы океанов, что приводит к образованию флюксо-океанского типа литогенеза в активных зонах геострофических циркулярных течений и халистазно-океанского типа литогенеза в пассивных халистатических областях, которые определяются не климатом, а широтой. Таким образом, в приэкваториальных и умеренных широтах циркуляция атмосферы приводит к образованию гумидного типа на материковом блоке, а циркуляция гидросферы примерно в тех же широтах — к флюксо-океанскому типу литогенеза на океанском блоке земной коры. В низких широтах циркуляция атмосферы является причиной образования аридного типа литогенеза на материковом блоке земной коры, а циркуляция гидросферы примерно в тех же широтах — халистазно-океанского типа литогенеза на океанском блоке. Высокие широты с их низкими температурами являются зонами гляциального типа на материковом блоке и гляциально-океанского типа литогенеза на океанском блоке земной коры. Введение особого материково-океанского класса типов литогенеза завершает схему распространения экзогенной и эндогенной групп типов литогенеза фанерозоя Земли и снимает противоречия "переходов" между халистазно-океанским и аридным типами.

- Афанасьев С.Л. Верхнемеловая флишевая формация Северо-Западного Кавказа: Путеводитель экскурсий IV Всесоюз. школы морской геологии. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1980. 34 с.
- Афанасьев С.Л. Границы осадочных формаций. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: 4-й Всесоюз. семинар, МГУ, 27–29 апреля 1981 г. Тез. докл. М.: Геол. фак. МГУ, 1981, с. 83–83.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Вулканизм океанов за 150 млн. лет (типы, история, полезные ископаемые). Ст. 1. Типы и история вулканизма активных окраин Тихого океана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 9, с. 3–24.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 8.
- Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6, с. 3–30.
- Хан В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Arrhenius G. Geological record on the ocean floor in oceanography. — Publ. Wasch, Amer. Assoc. Advanc. Sci., 1961, N 67, p. 129–148.

УДК 551.8+551.3.051

Н.Н. ПРЕДТЕЧЕНСКИЙ

ЛИТОТИПЫ И ФАЦИИ

(принципы выделения и таксономия)

Выявление закономерностей состава и строения слоистых образований Земли, в частности размещения в них полезных ископаемых, требует свертывания разнообразной информации об особенностях этих отложений и проведения типизации осадочных и вулканогенно-осадочных пород по комплексу признаков. Систематизация пород по отдельно взятым петрографическим, минералогическим, геохимическим и иным особенностям недостаточно универсальна и часто не может обеспечить выявление этих закономерностей.

Наиболее полно все основные параметры слоистых пород суммирует генетическая характеристика. При ее использовании (с учетом последовательности стадий изучения пород и имеющихся возможностей для точной интерпретации условий образования) целесообразно различать и четко разграничивать комплекс реально наблюдаемых генетических признаков пород и реконструкции обстановок осадконакопления. Последние, особенно для древних отложений, далеко не всегда могут быть установлены с необходимой достоверностью и детальностью. Вряд ли целесообразно поэтому объединять их в одно понятие, как это сделал, например, Г.Ф. Крашенинников [1971], который рассматривает фации как латеральные разновидности осадочных отложений, а литогенетические типы пород — как абстрактные фации в вертикальном стратиграфическом разрезе.

В соответствии со сказанным для генетической типизации применяются две системы понятий — литогенетических типов пород и фаций. Литогенетические типы пород (сокращенно литотипы) устанавливаются по комплексу реально наблюдаемых первично-седиментационных и диагенетических признаков. К ним относятся: окраска, вещественный состав, особенности аутигенных и терригенных минеральных компонентов, гранулометрического и морфометрического состава, слоистость и слойчатость, строение и состав гафоценозов органических остатков, состав конкреций, морфология соответствующих данному типу пород геологических тел, цикличность

Таблица 1

Примерная схема геоморфологической классификации фаций
(составили А.З. Македонов, Н.Н. Предтеченский)

Обста- новки	Континентальные										
Магно- фации	Субаэральные					Субаквальные континентальные					
Мегафа- ции	Золовые		Плакоро- ные элю- вии		Склосновые		Времен- ные по- токи	Речные долины			
Макрофации	Дюны	Равнины	Коры выветривания	Плакорные почвы	Дельтовый	Коллювий	Пролуний	Русла	Прирусловые валы	Поймы	Старицы и пойменные озера

Таблица 1 (продолжение)

Обста- новки	Переходные												
Магно- фации	Прибрежно- аллювиальная равнина												
Мега- фации	Дельты												
Макрофации	Надводные (дельтовые равнины)						Подводные						
	Протоки	Прирусловые валы	Межрусло- вые			Низины		Дельтовый фронт			Дельтовый склон		
			Прорывы	Марши	Дельтовые низины	Старицы	Озера	Лагуны	Концевые бары	Поперечные бары	Пляжевые берего- вые валы	Дельтовые склоны	Дельтовые подножия

строения и др. По принципам выделения литотипы близки к "литологическим типам" пород, впервые установленным А.Н. Павловым, а также "сигнациям" Н.Б. Вассоевича [1945]; от "литогенетических типов" пород в понимании Ю.А. Жемчужникова [1963] и "генетических типов" Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольдштейн [1965] они отличаются более четким разграничением вещественных признаков пород и их генетического истолкова-

Континентальные

Субаквальные континентальные								Ледниковые равнины			
Болота		Озера									
Долинные	Водораздельные	Зарастающие побережья	Лагуны	Пляжи (литораль)	Бары и косы	Подвижное мелко- водье (сублитораль)	Донные впадины (профундаль)				
						Желоба протоков		Морены	Камы и озы	Флювиогляциальные	Лимногляциальные

Переходные

Лагунно-баровая область										
Эстуарии	Лагуны							Баровое поле		
	Зона зарастания и мерши	Литораль (пляжи)	Спокойное мелко- водье	Подвижное мел- ководье	Глубинная зона	Баровый склон	Желоба течений	Псевдodelьты	Острова, косы	
									Тыл	Известковые риффы
									Фронт	
									Протоки	
									Временные промыины	
									Подводные бары	

ния. Литотип может быть определен как порода или парагенезис пород, обладающих сходным набором вещественных характеристик, которые отражают условия их образования. Название литотипа дается по одному или двум ведущим признакам, общим для всего парагенезиса. Например, литотип, названный "комковатые органо-генно-детритовые известняки", объединяет серые комковатые известняки, по составу — органо-генно-

Таблица 1 (окончание)

Обстановки	Морские														
Магнотации	Рифовая область					Внутренний шельф			Внешний шельф						
Мегафации	Рифовые массивы			Биогермные массивы	Биостромные массивы			Сублитораль	Элитораль	Шельфовые впадины					
Макрофации	Рифовые гребни	Рифовые плато	Рифовые шельфы	Рифовые лагуны	Биогермы	Биостромы	Супралитораль	Литораль	Подводные гряды	Полжины	Банки	Понижения	Бортовые части	Центральные части	Подводные каньоны

Таблица 2

Система литотипов и фаций

Местное стратиграфическое подразделение	Литологическое подразделение*	Фациальное подразделение*	Порядок размерности (мощность/площадь)
Прослой	Микролитотип (прослой ракушняк в косослоистом песчанике)	Микрофашиа (морской склон берегового вала)	Сантиметры/сотни квадратных метров
Слой	Мезолитотип (комковатые органогенно-детритовые известняки)	Мезофашиа (относительно спокойная карбонатная сублитораль эпиконтинентального моря)	Десятки сантиметров, реже — единицы и десятки метров/сотни квадратных метров — единицы квадратных километров
Пачка	Макролитотип (органогенно-известняково-аргиллитовые ритмы)	Макрофашиа (периодически подвижная карбонатная сублитораль)	Десятки метров/десятки, реже сотни квадратных километров
Свита	Мегалитотип (кораллово-раковинные известняки и мергели)	Мегафашиа (карбонатная сублитораль эпиконтинентального шельфового моря)	Десятки, реже — сотни метров/сотни, реже — первые тысячи квадратных километров
Серия	Магналитотип-формация (морская известняковая)	Магнафашиа (шельфовый эпиконтинентальный бассейн с карбонатным осадконакоплением)	Сотни и тысячи метров/тысячи квадратных километров

*В скобках приведены примеры.

Морские

Континентальный склон			Континентальное подножие				Океаническое дно			
Подводный каньон		Прочие фации	Глубоководные конусы выноса	Батимальные равнины		Застойные котловины	Возвышенность		Абиссаль	
Русла	Конусы выноса			Аккумуляционная равнина	Валы контурных течений		Плато	Вулканические хребты	Вулканические горы	Центральные равнины
										Крайние равнины

детритовые, брахиоподовые, кораллово-брахиоподовые, криноидно-брахиоподовые, пронизанные ходами илоедов, глинистые (вплоть до перехода в мергели с отдельными комками известняка), характеризующиеся элементарной ритмичностью строения, выраженной в чередовании то более, то менее глинистых разновидностей.

Фации рассматриваются как реконструируемые подразделения, представляющие собой сочетание определенного типа отложений (литотипа) и физико-географических — геоморфологических — ландшафтных условий осадконакопления. Главным в этом определении является геоморфологическая принадлежность, по которой и дается название фаций (табл. 1).

В зависимости от масштаба и целей исследования, а также величины изучаемого интервала разреза для выявления периодичности в строении осадочных толщ, в частности цикличности разного порядка, определения литолого-фациальной зональности бассейнов седиментации, распределения полезных ископаемых и т.п., используются различные по объему парагенезисы пород и соответственно разные по рангу палеоландшафтные обстановки. Все это вызывает необходимость разработки иерархической системы литотипов и фаций. Приведенных пяти ступеней обычно достаточно при изучении объектов масштаба геологической системы (табл. 2). При более широких исследованиях этот ряд может быть продолжен.

Определение таксономического ранга как литотипов, так и фаций проводится с учетом размеров отвечающих им геологических тел, длительности их образования и пределов латерального распространения. В связи с этим можно провести примерную параллелизацию литолого-фациальных подразделений со стратиграфическими единицами. Порядок размерности их дан (см. табл. 2) эмпирически применительно к платформенным областям с карбонатным осадконакоплением. Установление объемов и границ каждого уровня отмеченной иерархической системы производится по смене наиболее существенных, определяющих признаков, которые различны для разных подразделений. Для микро- и мезолитотипов — это обычно смена однородной вещественной, структурно-текстурной и тафономической характеристики; для макролитотипов — смена строения и состава элемен-

тарных циклитов; для мегалитотипов — изменение строения и состава мезоциклитов и т.д. Соответственно увеличиваются и масштабы обстановок осадконакопления.

Примером использования литогенетической типизации пород для выявления закономерностей строения карбонатных толщ может служить работа по изучению опорных стратиграфических разрезов силура Сибирской платформы [Силур..., 1980], которая иллюстрируется атласом литотипов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н.Б. Эволюция представлений о геологических фациях. — Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1945, вып. 3, с. 5—29.
- Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. О понятиях "фациальный анализ" и "фация". — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, № 5, с. 131—136.
- Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М.: Изд-во. АН СССР, 1963. 71 с. (Труды /ГИН АН СССР; Вып. 86).
- Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высш. школа, 1971. 367 с.
- Силур Сибирской платформы: Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.

УДК 551.583.7: (551.76+ 551.781) : (571.5+571.1)

А.В. ГОЛЬБЕРТ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КЛИМАТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ (на примере мезозоя и палеогена Сибири)

Несмотря на достижения палеотермометрии и успехи в решении математических моделей климатов геологического прошлого, литологические критерии остаются важнейшим элементом палеоклиматологии. Только геологические материалы образуют ее надежную фактуальную базу. Интеграция данных этих трех главных направлений палеоклиматологии открывает перспективы качественного улучшения палеоклиматологических построений за счет расширения спектра фактов, делает их более обстоятельными и достоверными в условиях исключения систематической ошибки и взаимоконтроля независимых данных. Указанные положения распространяются как на глобальные, так и на региональные палеоклиматические реконструкции, т.е. на определение климатической зональности, типов климатов поясов и зон и их главных параметров для отдельных крупных территорий типа геологических регионов. Требования к комплексности и детальности исследования в региональной палеоклиматологии особенно ужесточаются, поскольку в этом случае исследователь имеет дело с более однородными природными условиями (нередко в пределах одного климатического пояса), с достаточно близкими ландшафтами. Отсюда и качественно новое требование к исходному фактическому материалу: в анализ вовлекаются не обобщенные данные, а главным образом конкретные геологические факты, которые к тому же должны образовывать достаточно густую сеть. Неизмеримо возрастает и требование к точности стратиграфических сопоставлений.

Одним из главных и весьма информативных показателей палеоклимата

в региональных исследованиях являются геологические формации (в понимании школы Шатского—Хераскова), поэтому столь важны их картирование и климатическая интерпретация. Использование в региональной палеоклиматологии (вместо конкретных формаций) формационных типов, "литогенетических" (климатических) формаций (по В.М. Синицыну) или литологических формаций, в понимании А.Б. Ронова и В.Е. Хаина, неэффективно.

Не менее важным элементом региональной палеоклиматологии является анализ частных индикаторов палеоклимата: породно-минералогических (включая рудные концентрации и минералогии глин), геохимических, палеонтологических, данных палеотермометрии. При региональных исследованиях все эти данные картируются на палеогеографической основе, что создает операционную базу синтеза этих многочисленных и разнородных геологических факторов, помогает избежать ошибок в климатической трактовке тех или иных показателей благодаря тому, что они контролируются общей палеогеографической обстановкой.

Карты размещения геологических формаций и частных индикаторов палеоклимата, построенные для юры, мела и палеогена Сибири [Палеоландшафты..., 1968; Палеоклиматы ..., 1977], определенно устанавливают климатическую зональность и совершенно однозначно определяют тип палеоклимата в пределах той или иной зоны. Приближенно они позволяют оценить основные параметры палеоклимата: среднегодовую температуру, общую гумидность—аридность, режим температуры и влажности. В комплексе с палеоботаническими материалами (особенно с результатами статистической обработки данных палинологии) и палеотемпературными определениями физико-химическими методами они позволяют точно определить положение границ климатических зон и достаточно достоверно — главные параметры зональных палеоклиматов.

В мезозое и кайнозое Сибирь располагалась за пределами тропического пояса Земли. Этот вывод совершенно определенно следует из отсутствия карбонатных и эвапоритовых формаций, построек колониальных кораллов, крупных фораминифер (нуммулитов, оперкули), древовидных папоротников и многих других представителей тропической фауны и флоры. Об этом же свидетельствует общее обеднение их систематического состава по сравнению даже с близлежащими южными территориями Казахстана, Средней Азии и юга Русской платформы. Вместе с тем многие геологические индикаторы, особенно характерные для южных районов Западной Сибири (карбонатно-глинистая формация, красноцветные и пестроцветные бокситоносные формации, скопления оолитовых шамозитовых железных руд и др.), а также присутствие теплолюбивых представителей фаун и флор (гигантские мезозойские ящеры, кокколитофориды, тригониды, беннеттитовые, хейролепидиевые, пальмы и др.) указывают на очень теплый, ровный (преимущественно безморозный) климат мезозоя и раннего палеогена Сибири. Они свидетельствуют о территориальной близости палеотропического пояса, о том, что по крайней мере южные районы Сибири в отдельные этапы мезозоя и палеогена принадлежали к палеосубтропикам, тогда как северные — всегда были в пределах палеоумеренного пояса. Климат последнего, впрочем, качественно отличался от современного умеренного: был более теплым, ровным и также большей частью безморозным.

Граница палеосубтропиков и палеоумеренного пояса в Сибири, испытывая значительные перемещения в пространстве в зависимости от колебаний климата, достаточно четко устанавливается данными фитогеографии и подкрепляется размещением осадочных формаций, географией геологических

индикаторов палеоклимата и оценками температур вод древних морских бассейнов по данным палеотермометрии. Так, в позднеюрский климатический оптимум эта граница проходила примерно по линии: Наясимовль (Северный Урал) — Ханты-Мансийск — Красноярск — Байкал, совпадая с границей Сибирской и Индо-Европейской палеофлористических областей (по В.А. Вахрамееву [1964, 1970]). В апте-альбе она, видимо, заняла даже более северное положение, а в сеноманском и туронском веках сильно сместилась к югу, по существу выйдя за пределы Сибири [Палеоландшафты ..., 1968; Палеоклиматы ..., 1977].

Среднеюрская эпоха. Западная Сибирь целиком находилась в пределах палеоумеренного пояса, климат был теплым (с относительно небольшими сезонными колебаниями) гумидным (видимо, постоянно влажным). Среднегодовые температуры на севере и юге Сибири около 14–16°С, термическая дифференциация была выражена очень слабо.

Позднеюрская эпоха. В келловейском и оксфордском веках имело место потепление климата и аридизация его на крайнем юге Западно-Сибирской плиты. Кимериджский и волжский века — термический максимум, аридизация климата на юге Сибири. Граница поясов, как уже указывалось, проходила по линии: Наясимовль — Ханты-Мансийск — Красноярск. Севернее этой границы климат оставался гумидным с температурами 18–19°С; южнее — аридный с температурами 22–24°С.

Раннемеловая эпоха. Берриасский и валанжинский века — небольшое похолодание климата, ослабление аридности. Готеривский и барремский века — смягчение аридности климата на юге Сибири. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов примерно на той же широте, что и в берриассе-валанжине. Климат палеоумеренного пояса Западной Сибири в готериве-барреме стал более прохладным, среднегодовые температуры находились в интервале 16–17°С, в палеосубтропическом поясе — семи-аридный климат с температурами 20–22°С. Аптский и альбский века — новый климатический максимум, сопровождавшийся существенным увлажнением климата на юге Сибири и в Казахстане. Граница палеоумеренного и палеосубтропического пояса продвинулась на север до линии Салехард — Туруханск — Мирный. Севернее этой границы климат очень теплый влажный (среднегодовые температуры в интервале 16–18°С, годовая амплитуда 4–6°С), южнее — жаркий переменновлажный (бокситы) с температурами 21–22°С.

Позднемеловая эпоха. Сеноманский и туронский века — общее похолодание и увлажнение климата. Сибирь полностью находилась в пределах палеоумеренного пояса. Климат Сибири — теплый влажный, слабо дифференцированный по широтам. Учитывая бокситообразование в Северо-Западном Казахстане, можно предположить, что среднегодовая температура на юге Западно-Сибирской плиты была около 20°С, а на севере — не более 14–16°С. Ранний сенон — возможно, некоторое потепление климата и, несомненно, усиление его дифференциации. Бокситообразование в Северном Казахстане свидетельствует о принадлежности этой территории к палеосубтропическому поясу. Климат Сибири оставался гумидным теплым со среднегодовыми температурами на севере 16–18°С, а на юге — около 20°С (рядом, в Тургае, происходило бокситообразование). Поздний сенон — увлажнение климата, уменьшение его дифференциации, небольшое отступление к югу (в районы Северного Казахстана) зоны субтропического переменновлажного климата. Сибирь полностью находилась в пределах палеоумеренного пояса с теплым влажным климатом. Среднегодовые температуры на юге Сибири были около 18–20°С, на севере, видимо, — около 15°С.

Палеоценовая эпоха. Геологические индикаторы палеоклимата мало выразительны. Тем не менее они указывают на сохранение влажного теплого и слабо дифференцированного климата на всей территории Сибири. Образование в палеоцене—эоцене бокситов на Енисейском крае, в Приангарье, Прибайкалье, а также в Казахстане указывает на принадлежность южных районов Сибири к зоне очень теплого переменного-влажного климата со среднегодовыми температурами не менее 20–22°С.

Зоценовая эпоха. Отмечается усиление дифференциации и континентализации климата. Граница с аридным климатом выявляется на севере Казахстана примерно по линии Кустанай — Усть-Каменогорск. В пределах Западно-Сибирской плиты (кроме самых южных ее районов) климат гумидный теплый. Среднегодовые температуры на юге Западной Сибири были около 16–18°С, на севере — 12–14°С. Поздний эоцен—ранний олигоцен — существенное похолодание (повсеместное исчезновение шамозитовых руд в терригенно-глауконитовой формации) и увлажнение климата. Граница с более теплым и сухим климатом нечетко прослеживается по линии Кустанай—Павлодар. Южнее этой границы среднегодовые температуры были, видимо, около 10–12°С, наиболее холодного месяца — 4–5°С, осадков около 1000 мм в год. Зимы с отрицательными температурами были уже обычным явлением. В северных районах Сибири среднегодовые температуры были около 4–6°С.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 263 с.
- Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры. — В кн.: Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970, с. 203–301. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене/ А.В. Гольберт, Л.Г. Маркова, И.Д. Полякова и др. М.: Наука, 1968. 149 с.
- Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах/ А.В. Гольберт, К.Н. Григорьева, Л.Л. Ильенок и др. М.: Недра, 1977. 105 с.

УДК 551.31:551.7:(571.5)

В.Д. МАЦ, Г.С. ГОЛДЫРЕВ, Т.К. ПОМОНОСОВА, Б.Л. ШУРЫГИН

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В ПРОТЕРОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Пограничная зона Байкальской подвижной области и Сибирской платформы на протяжении значительной части геологической истории выступала в качестве области денудации и континентального осадконакопления. Континентальная обстановка здесь существовала во второй половине раннего протерозоя, рифее и с позднего палеозоя до наших дней. В разрезах сохранились протерозойские, рифейские, юрские и кайнозойские континентальные образования, которые формировались в условиях предгорных впадин. Сравнение континентальных отложений региона позволяет выявить специфику и общие черты разных этапов континентального литогенеза.

Древнейшие континентальные образования района слагают акитканскую серию протерозойского возраста. Она рассматривается либо как позднегоэпиклиналиный орогенный комплекс карелид [Мац, 1965; Се-

михатов, 1974; Келлер, 1973], либо как продукт тектоно-магматической активизации [Бухаров, 1973; и др.]. Время формирования ахитканской серии определяется в интервале 1,9–1,6 млрд. лет назад. Она сложена мощной (до 5 км и более) вулканогенно-терригенной толщей, в составе которой сложено сочетание пестроцветные континентальные грубообломочные отложения и субазальные контрастные вулканы дациит-кварц-порфирового и базальтового (редко) составов. Серия с общим структурным несогласием залегает на глубокоденудированном фундаменте. Основным генетическим типом терригенных отложений является пролювий, подчиненное значение имеют озерные осадки.

Выделяются два типа разрезов.

1. Накопления крупных, постепенно разрастающихся конусов выноса (сухие дельты) постоянных водотоков, образующих констративно наложенную песчано-конгломератовую толщу, построенную из множества разномасштабных асимметричных ритмов (конгломерат–песчаник или конгломерат–песчаник–алевро-аргиллит) с ясными следами размыва в основании. Довольно значительные части разреза (пачки мощностью по 400 м и более) сложены монотонными гравелистыми песчаниками с рассеянной галькой, нередко почти неокатанной. Толща сформировалась в предгорьях, в зоне с устойчиво выраженным тектоническим погружением, где с переходом из гор в подгорно-вверную зону резко сбрасывался обломочный материал.

2. Пролувий временных потоков зоны знакопеременных тектонических движений. Он сложен разными литологическими типами пород, характеризуется ясно выраженной радиальной дифференциацией гранулометрических классов от валунных, щебнисто-галечных пород к песчаным и алевролитам–аргиллитам. Среди последних выделяются красноцветные известковые фаналевриты и зелено-серые озерные ленточнослоистые, замещающиеся по простиранию валунными конгломератами.

В целом отложения полимиктовые, реже — аркозовые, отличаются литолого-фациальной пестротой, сложными латеральными соотношениями, наличием эрозийных врезов (глубины до 100 м), заполненных красноцветными грубообломочными продуктами интрузивной денудации. В породах обычна косая слоистость потокового типа, следы течения струек воды, знаки ряби течений, полигоны усыхания, следы размыва. Характерны грубая зернистость, несортированность, плохая окатанность обломочного материала, пудинговые структуры пород. Легкая фракция пород, помимо кварца и полевых шпатов, постоянно содержит обломки пород. Кварца обычно несколько больше, чем полевых шпатов. В тяжелой фракции часто повышено содержание эпидота, клиноцоизита, сфена, иногда акцессорных минералов гранитоидов и рудных минералов.

Грубообломочные отложения протерозоя представляют собой орогенный комплекс аридных и гумидных континентальных осадков, сформировавшихся в предгорьях в основном за счет продуктов денудации одновременно растущего горного сооружения, располагавшегося восточнее. С этой точки зрения они должны быть отнесены к молассовой формации.

В раннем рифее накопилась мощная (1000 м и более) толща кварцевых щебнисто-галечно-песчаных и высокоглинозистых алевро-пелитовых осадков прибрежно-морской равнины (анайская и окунайская свиты). Источником осадочного материала явилась кора выветривания, вероятно, аллитно-каолинитового типа. Слабо метаморфизованные профили элювия по характеру минеральных и геохимических превращений близки к фанерозойским, но отличаются от них некоторым накоплением калия в верхних горизонтах и высокой степенью окисленности железа, что, по-видимому,

связано главным образом с отсутствием наземных организмов; своеобразно также поведение кремнезема. Наиболее распространены озерные, пролювиальные и мелководно-морские (с глауконитом) отложения. Все они образованы чисто кварцевыми конгломерато-песчаниковыми (часты брекчие-конгломераты, скорее всего пролювиальные) и высокоглиноземистыми первично-глинистыми осадками с диаспоритами и гематитовыми рудами [Головенко, 1975].

Формирование нижнерифейской толщи проходило в условиях теплого гумидного климата при низкой тектонической активности и выравненном рельефе областей сноса и осадконакопления. Она фиксирует эпоху исчерпания тектонической активности, наступившую после протерозойского орогенеза, на границе раннепротерозойского (карельского) и байкальского циклов тектогенеза.

Признаки континентальной обстановки в регионе в среднерифейское время устанавливаются по реликтам среднерифейской коры выветривания, мощность которой достигает 10 м. В изученных профилях отчетливы изменения минерального и химического составов. В продуктах выветривания определены каолинит, гидрослюда, а в единичных случаях — бёмит. Перетолженные продукты этой коры выветривания — красноцветные каолинитовые аргиллиты — входят в разрез рифея, залегая местами непосредственно на коре выветривания (олхинская свита).

Следующая возрастная группа континентальных отложений в разрезе рассматриваемого региона относится к юре. Их формирование проходило на фоне энергичной тектоно-магматической активизации, охватившей в мезозое Забайкалье. На юге Иркутского амфитеатра этому предшествовали длительный континентальный перерыв и формирование каолинитовой коры выветривания.

Юрская седиментация на юге Сибирской платформы началась в среднем лейасе. В юре сформировалась мощная аллювиально-вулканогенная угленосная формация. На западном склоне Байкальской горной области юрская толща представлена ритмичным разрезом аллювия с преобладанием отложений русел предгорной зоны, представленных грубообломочными конгломератами. К северо-западу они замещаются русловым, пойменным, старичным аллювием потоков низкой динамики и болотными отложениями с различной интенсивностью торфонакопления. Вулканогенные образования представлены алевритовыми, пелитовыми, редко — псаммитовыми туфами и туффитами в основном кислого состава, образующими в средней части разреза прослой мощностью от сантиметров до первых метров.

В разрезе юры выделяются три сложно построенные (макроритмами) свиты (дабатская, тальцинская и котовская), из которых верхняя сложена наиболее грубыми конгломератами. Формирование юрской толщи происходило главным образом за счет размыва палеозойских и мезозойских магматических пород и метаморфических комплексов докембрия, расположенных непосредственно к югу и юго-востоку от современной границы области юрской седиментации. Изменения состава обломков вверх по разрезу указывают на увеличивающуюся глубину эрозионного среза, а ко времени накопления третьего макроритма — и на некоторые изменения площади питающей провинции. Новые данные подтверждают предположение Н.А. Флоренсова [1960] о существовании в юрский период вблизи Байкала свода, сложенного породами, аналоги которых в настоящее время распространены в Забайкалье.

Преобладание тонкого пирокластического материала в составе туфов указывает на значительную удаленность областей аккумуляции от вулканических аппаратов, которые, по-видимому, располагались в Забайкалье.

Позднемезозойско-кайнозойский литогенез протекал на фоне направленно меняющихся природных условий (климат, рельеф, тектонические движения) при значительной роли процессов выветривания; седиментация происходила главным образом в локальных впадинах и в связи с формированием поверхностей выравнивания. Установлено пять эпох корообразования [Павлов и др., 1976]. В позднем мелу сформировалась каолинистая кора, в раннем палеогене выветривание достигало латеритной стадии, в олигоцене—миоцене были образованы гидрослюдисто-монтмориллонитовые профили, в плиоцене формировалась красноземная кора, нередко близкая к каличе. В четвертичное время образовалась кора физического выветривания: в зоплейстоцене—раннем плейстоцене мощные зоны дресвяников, а позднее — грубообломочный элювий. Изменения типов выветривания обусловлены направленным изменением климата от влажного субтропического (палеоген) к тепловому влажному с отдельными аридными и семиаридными фазами (миоцен), тепловому и семиаридному (плиоцен) и переменнo-влажному: то умеренному, то нивальному (квартер). К концу плиоцена среднегодовые температуры, оставаясь все еще положительными, приблизилась к 0°С, а со второй половины раннего плейстоцена установились отрицательные среднегодовые температуры. Параллельно увеличивались орографические контрасты в процессе рифтогенеза.

Соответственно с указанными изменениями меняются состав кайнозойских осадков и господствующие генетические типы отложений. В палеогене и миоцене преобладают озерные, озерно-пролювиальные и делювиально-пролювиальные глинистые осадки. Краевые грубообломочные фации озерных осадков появились лишь в зарождающихся крупных бассейнах рифтовой зоны вблизи тектонически активного Хамар-Дабанского плеча рифта. Аллювий сохранился значительно хуже, что, по-видимому, связано с позднейшей денудацией. Песчано-алевритовая фракция домиоценовой части разреза характеризуется резким преобладанием кварца и других минералов, устойчивых к выветриванию. Миоценовые осадки имеют полимиктовый состав. Снижается доля кварца, хотя он по-прежнему преобладает, появляются плагиоклазы, а в составе тяжелой фракции обычной становится роговая обманка. Эта тенденция, наметившаяся в миоцене, становится все более заметной вверх по разрезу и в четвертичных осадках, особенно в позднеплейстоценовых, она получает максимальное развитие.

Тонкопелитовая фракция проблематичных мел-палеогеновых отложений состоит из слюды политипа 2M₁ и структурно несовершенного каолинита; монтмориллонит и галлузит встречаются спорадически. В миоценовых отложениях преобладает монтмориллонит; гидрослюда и структурно несовершенный каолинит составляют примесь. Среди монтмориллонитов установлены диоктаэдрические и триоктаэдрические разности (глиноземистые, железистые, железисто-магнезиальные и магнезиальные).

В плиоцене сформировался почти полный спектр генетических типов континентальных отложений различного гранулометрического состава (от грубообломочных до глинистых). Наиболее распространены аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные и озерные осадки. В особенностях состава осадков отчетливо проявлены локальные особенности природной обстановки. Среди глинистых минералов преобладают диоктаэдрические монтмориллониты и гидрослюды; структурно несовершенный каолинит, как правило, составляет примесь.

В четвертичное время в связи с образованием Байкальской рифтовой впадины с максимальными контрастами рельефа в условиях чередующихся ледниковых и межледниковых эпох формируются все известные генетические типы континентальных отложений. Отчетливо выражена климати-

чески обусловленная смена преобладающих типов. С ледниковыми эпохами, приводившими к изреженности растительного покрова, связаны резкое усиление денудационных процессов и резкое преобладание склоновых отложений и пролювия. Сложность рельефа, пестрота ландшафтов межгорных впадин и дифференцированность неотектонических движений обуславливают чрезвычайное разнообразие и сложность фациальных соотношений разных осадков и генетических типов отложений. В составе осадков главное значение приобретают песчаные и грубообломочные. Они характеризуются резко выраженным полимиктовым составом.

Донные осадки во впадинах Байкала изучены с помощью грунтовых трубок. Верхняя 10–12-метровая часть осадочной толщи в котловине Байкала имеет двучленное строение: нижняя ее половина представлена мелководными озерными флювиогляциальными песками, глинами со значительной примесью обломочного материала, ленточными глинами. На склонах котловины встречается кора выветривания; глинистые минералы — гидрослюды и каолинит. Для лежащих выше осадков глубоководного Байкала характерны сортированность и дифференциация материала от грубообломочного в прибрежной зоне до алевро-пелитового в центральных частях озера. Кроме того, в результате тектонической и сейсмической активности формируются турбидиты, обнаруженные впервые. В глубоководных осадках Байкала глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитом и гидрослюдой. На склонах котловины мощность осадков глубоководного Байкала в основном составляет первые метры, часто доли метра; она увеличивается в центральных частях котловины, в особенности в ее северо-западной половине, где обычно большая часть разреза представлена турбидитами. На возвышенных участках, в частности на Академическом хребте, отложения глубоководного Байкала составляют не более 1–3 м, а большую часть разреза слагают плиоценовые диатомиты, переслаивающиеся с плотными глинами. Можно предполагать недавнее (но не позднее среднего–верхнего плейстоцена) существование на месте современной глубоководной котловины Байкала суходольной впадины с системой мелководных разрозненных и соединявшихся потоками различных по размерам озер.

В вертикальный ряд осадочных формаций Байкальской рифтовой зоны вписывается кайнозойская вулканогенная формация. Первые излияния базальтов синхронны формированию вулканотерригенной толщи мела–палеогена, последние излияния имеют голоценовый возраст. В контурах Байкальской впадины базальты известны на Ушканьих островах [Еский и др., 1978].

С кайнозоем связаны проявления низкотемпературного гидротермального метасоматоза. Гидротермальные глинистые метасоматиты имеют широкий возрастной диапазон формирования, вероятно, такой же, как и базальты, и их образование продолжается в настоящее время. Об этом свидетельствуют термальные источники по периметру оз. Байкал, выпадение глинистых минералов из термальных вод, гааллузит в донных осадках Байкала и соответствующие изменения вмещающих пород с формированием аргиллизированных зон. Проявления низкотемпературного метасоматоза в Байкальской рифтовой зоне известны среди пород различного возраста, начиная с метаморфических толщ архея [Ломоносова, Кашаева, 1975; Ломоносова, Демьянович, 1978; Черкасов, 1978]. Новые данные получены при изучении проблематичных мел-палеогеновых отложений Миндейской впадины, где в пестроцветных глинах обнаружены новообразования турмалина. В парагенетической ассоциации со слюдами политипной модификации 2M₁ и турмалином встречаются цеолиты. Выде-

лены две генерации цеолитов — таблитчатой и розетковидной форм, причем розетковидные агрегаты образуются по таблитчатым кристаллам анальцима. Гидротермальные глинистые метасоматиты в известной мере отражают специфику тектонического развития региона в кайнозойе и должны учитываться при картировании кор выветривания и выделении их генетических типов, поскольку с каждым из них может быть связан определенный комплекс полезных ископаемых.

Изучение краевой зоны Байкальской горной области показывает, что уже в весьма отдаленные геологические эпохи существовали условия для формирования континентальных отложений. Накопление древнейших из них началось около 1,8–1,9 млрд. лет назад, т.е. они входят в ряд наиболее древних континентальных отложений Земли. Появление первых континентальных отложений, тесно связанных с кислыми вулканитами, свидетельствует о далеко зашедшем развитии оболочек Земли и формировании в Прибайкалье к этому времени зрелой континентальной коры [Гафаров и др., 1978]. Прибайкальские протерозойские терригенно-вулканогенные субазральные образования весьма сходны с описываемыми в других регионах и близки к ним по возрасту [Салоп, 1973; Семихатов, 1974; Бухаров, 1979]. Среди терригенных пород акитканской серии описаны практически все известные среди молодых континентальных отложений разновидности и отсутствуют какие-либо специфические типы.

Многие элементарные ритмы в разрезах первого типа и их сочетания подобны характерным для аллювиальных свит. Наряду со значительными размерами конусов выноса это заставляет связывать их формирование с деятельностью постоянных водотоков. В связи с отсутствием растительного покрова постоянные водотоки могли существовать лишь в условиях горного рельефа, морфотектонические особенности которого обуславливали концентрацию поверхностного стока в линейных зонах, а вертикальная зональность, снежно-ледовые шапки (при соответствующих условиях) и концентрация зон разгрузки подземных вод в долинах поддерживали относительно регулярное питание горных рек. Этим, по-видимому, объясняется формирование в акитканское время крупных конусов выноса постоянных водотоков. В условиях равнинного рельефа (в теплотригское время) подобные отложения не формировались. Отложения конусов выноса относятся к пролювиальному генетическому типу [Шанцер, 1980]. Таким образом, в целом для акитканских отложений характерно абсолютное господство пролювия и отсутствие аллювия как генетического типа отложений. В этом выражается их специфика.

Необходимо подчеркнуть еще одну своеобразную особенность протерозойских континентальных отложений. В более молодые эпохи формирование подгорно-верного комплекса связано с аридными зонами [Шанцер, 1980]. В условиях гумидного климата, как это можно видеть по региональному материалу на примере юрских и кайнозойских отложений, пролювиально-аллювиальные толщи на предгорной равнине замещаются аллювиальными. В докембрии подгорно-верный комплекс отложений формировался и в гумидной обстановке.

На каждом из рассмотренных этапов континентального осадконакопления толщи, коррелятивные высокому, глубоко расчлененному рельефу, сotalись с формацией коры выветривания, образованной породами высокой зрелости, сформировавшимися в условиях выравненного рельефа. Среди них выделяется своими уникальными масштабами нижнерифейская кварцево-высокоглиноземистая формация (коры выветривания). В подобных масштабах накопление переотложенных продуктов выветривания не повторялось в другие отрезки времени; правда, анало-

гичные толщи широко развиты в близких по возрасту разрезах нижнего рифея других территорий [Семихатов, 1974] и фиксируют весьма специфический отрезок геологической истории.

Переотложенные продукты химического выветривания играют различную роль в разрезах осадочных толщ, что зависит прежде всего от способа размыва — за счет преимущественного значения размыва "сверху" или размыва "сбоку". Способ же размыва определяется главным образом тектоническим режимом при важной роли климатических факторов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.
- Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 43–57.
- Головенок В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепло-рингской серии северной части Байкальской горной области. М.: Недра, 1975. 123 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. сер.; Вып. 205).
- Ескин А.С., Бухаров А.А., Зорин Ю.А. Кайнозойский магматизм на Байкале. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 947–949.
- Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С.Ф. Павлов, С.А. Кашин, Т.К. Ломоносова и др. Новосибирск: Наука, 1976. 155 с.
- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с. (Итоги науки и техники. Сер. Общая геология; № 5).
- Ломоносова Т.К., Демьянович М.Г. Гидротермальные глинистые метасоматиты в гранитах Северо-Муйского хребта (Северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны). — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 945–947.
- Ломоносова Т.К., Кашаева Г.М. Первая находка цинкового монтмориллонита на о. Ольхон. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1975.
- Мяч В.Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1965. 25 с.
- Сапог Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 301 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 256).
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Черкасов Г.Н. Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 120–127.
- Шанцер Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 5–27. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 350).

УДК 552.55

П.В. СЕМЕНОВ, В.П. СЕМЕНОВ

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ НЕВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ПРИНЦИПЫ ИХ ТИПИЗАЦИИ

Из множества признаков кремнистых пород только морфологические особенности субстрата и условия залегания необломочных кремнистых пород являются инвариантными по толкованию, существенными и повторяющимися в осадочных формациях невулканогенных платформенных областей от позднего докембрия до антропогена. Эти признаки позволяют подразделять кремнистые породы на две группы: субаквально-органогенную и субаэрально-хемогенную. Подобная группировка не препятствует

их дальнейшему делению по другим основаниям для типизаций конкретных обстановок формирования силицитов и с иными целями.

Группу субаквально-органогенных пород объединяют: органогенный или реликтивно-органогенный состав; строгая последовательность напластования; ассоциация в разрезе и плане с терригенно-органогенными, реже хемогенными осадками и породами. Субаквально-органогенное осадко-накопление обусловлено: био-физико-химическими параметрами среды, контролирующей продуцирование организмов с кремневым скелетом; гидродинамическими условиями бассейна седиментации, определяющими возможность отложения этих скелетов; послеседиментационным режимом осадка и породы, способствующим сохранению кремневых скелетов. Породообразующая роль кремневых органических остатков возможна при отсутствии привноса терригенного материала, условий хемогенной седиментации и условий для формирования тафо- и ориктоценозов с некремневым составом скелетов. Последнее может быть связано с различными причинами: отсутствием условий для продуцирования организмов с некремневым скелетом, невозможностью их захоронения в силу гидродинамического режима или физико-химических параметров (барьер карбонатной компенсации) бассейна седиментации и, наконец, при неблагоприятных условиях сохранения этих скелетов в осадках и породах. В данном ряду каждый последующий фактор исключает влияние предыдущего.

Для силицитов этой группы с позднего докембрия до антропогена характерно появление новых организмов с кремневым составом скелета, возрастание их породообразующей роли в отдельные эпохи и участие в новых, ранее не свойственных обстановках литогенеза. По литофациальной принадлежности органогенные силициты подразделяются на морские (глубоководные и мелководные) и континентальные (озерно-болотные и почвенные). Учитывая хорошую изученность пород этой группы [Страхов, 1960; Сеньковский, 1977], едва ли целесообразно приводить конкретные примеры органогенного кремневого накопления и породообразования. Следует отметить, что прямой связи органогенного кремневого накопления с поступлением кремнезема из вулканогенных источников или кор выветривания не обнаруживается. В современных бассейнах организмы с кремневым скелетом продуцируют в самых различных обстановках литогенеза.

Субаэриально-хемогенную группу силицитов объединяет унаследованность кремнезема исходного субстрата самых различных пород, сечение их телами седиментационного порядка напластования, диагенных структур и стратиграфических границ. Эта группа подразделяется на две подгруппы: остаточно-метасоматические породы и цементационно-метасоматические [Семенов и др., 1980]. Остаточно-метасоматические породы представляют собой продукт некомпенсационного замещения α -кristобалитом (реже другими минералами кремнезема) кальцитового, преимущественно органогенного субстрата осадочных образований. Они приурочены к поверхностям выветривания, слагают профили зонального строения, являющиеся одним из типов литофаций площадных и линейных остаточных кор выветривания терригенно-карбонатных пород. Для α -кristобалитовых кор выветривания характерен не только вынос кремнезема и других компонентов, но и его перераспределение с образованием алюмосиликатов и α -кristобалита. Новообразованные монтмориллонит и каолинит, сопутствующие α -кristобалитовым метасоматитам, чаще всего формировались путем метасоматического замещения терригенных частиц полевых шпатов и слюд, а гипс и бемит, иногда отмечающиеся в ли-

нейных корах, — синтетически, в поровом пространстве исходных пород. Смена минералого-геохимических ассоциаций в *α*-кристобалитовых профилях коры выветривания и отвечающие этой смене вероятные параметры среды [Семенов и др., 1980] не противоречат теоретическим представлениям о формировании зональности в корах выветривания [Кашик, Карпов, 1978]. Такие хомогенные силициты, связанные с корами выветривания слабо расчлененных пенепленов раннемезозойской, раннемеловой, раннепалеогеновой, раннезоценовой и позднепонтической эпох субаэрального литогенеза, широко распространены в пределах Русской платформы, Англо-Парижского бассейна, северо-востока Африки и Синайского полуострова.

Вторая подгруппа субаэрально-хомогенных силицитов представляет собой продукт *α*-кварцевой, реже — *α*-кристобалитовой цементации, метасоматоза и цементации исходного субстрата различных осадочных пород в зонах инфильтрационного преобразования на некоторых геохимических барьерах. Учитывая, что форма тел инфильтрационных силицитов определяется изотропией свойств и состава исходных пород, а протяженность зон инфильтрационного преобразования — областями распространения геохимических барьеров в осадочных формациях, эти признаки нельзя использовать как критерий типизации условий формирования инфильтрационных силицитов. В первом случае это связано со сходством (или различием) исходного субстрата пород, преобразованных в различных (или сходных) геохимических обстановках. Во втором случае сходные (или различные) геохимические барьеры могут занимать различное (или сходное) положение в осадочных формациях на пути движения растворенного кремнезема, хотя во многих формациях положение некоторых геохимических барьеров — явление повторяющееся.

Основой типизации обстановок формирования инфильтрационных силицитов служат ассоциации новообразованных минералов и положение зон инфильтрационной минерализации в осадочных формациях относительно поверхностей выветривания. В последнем случае во внимание следует принимать поверхность выветривания, перекрытую самыми древними осадками, в которых содержатся переотложенные породы этих зон. По положению относительно поверхностей выветривания зоны инфильтрационного преобразования, с которыми связаны хомогенные силициты второй подгруппы, подразделяются на три типа: глубинные, приповерхностные и поверхностные.

Глубинные зоны связаны с зонами контакта водоносных горизонтов, с областями распространения хлоридных и сероводородных вод. Примером могут служить зоны с включениями кремней, залегающие на большой глубине среди неизмененных меловых пород по периферии центральной части Днепровско-Донецкой впадины (кварц-барит-целестиновая ассоциация), или области распространения проницаемых осадков, выполнивших врез в непроницаемых породах нижнего мела на северо-западе Курской магнитной аномалии, формации Моррисон штата Колорадо США, в дофанерозойских комплексах ЮАР (кварц-сульфидная ассоциация).

Приповерхностные зоны обусловлены резкой сменой Eh и pH в основных профилях выветривания площадного и линейного типов. Типичным примером таких образований могут служить раннепалеогеновые коры выветривания Европы, Северной Африки и Синайского полуострова, а также позднепалеогеновые и неогеновые коры юга Русской платформы и Австралии. Иногда без достаточного основания их относят к корам выветривания или продуктам гальмиролиза (hard ground).

Поверхностные зоны приурочены к областям повышенной аэрации водоносных горизонтов, а также эфемерных бассейнов. Такие силициты, связанные с позднепалеогеновыми и неогеновыми эпохами субазального литогенеза, распространены на юго-востоке Русской платформы, в Бельгии, Нидерландах, Восточной Сахаре, ЮАР и в Австралии. С учетом ассоциаций новообразованных минералов дальнейшая типизация обстановок формирования хемогенных силицитов очевидна.

В заключение необходимо остановиться на концепции генетической связи осадочного кремнезема с процессами вулканизма [Муравьев, 1976], на представлениях об органогенном и хемогенном кремнеземе как о коллоидной системе [Муравьев, 1976; Сеньковский, 1977].

В пользу вулканогенной гипотезы приводятся следующие факты: колломорфный характер выделений кремнезема, ассоциации с бентонитами, трансгрессивное залегание силицитов и отсутствие в них органических остатков. Как дополнительные аргументы эта гипотеза использует отсутствие определенного объяснения механизма диагенного преобразования органогенного кремнезема в хемогенный α -кristобалит и α -кварц [Кремнистые..., 1976], а также суждение некоторых исследователей [Сеньковский, 1977], в соответствии с которым отсутствие или наличие кремниевых скелетов организмов одинаково подтверждает первично-органогенную природу любых силицитов. Однако первый факт, приводимый в пользу вулканогенной гипотезы, не инвариантен по толкованию, второй — неповторяем, третий и четвертый — противоречат данным, приведенным в самой работе автора этой гипотезы, а остальные доводы не могут быть приняты как основание в связи с доказательством через отрицание.

Рассмотрение необломочного кремнезема осадочных пород как коллоидной системы едва ли справедливо. Так, при обезвоживании облик частиц кремнезема не изменяется, а их размерность менее 10^{-7} см [Семенов и др., 1980]. Это не позволяет выделить атрибуты коллоидной системы [Коллоиды, 1973] или допустить ее наличие.

ЛИТЕРАТУРА

- Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.
- Коллоиды. — В кн.: Геологический словарь. М.: Недра, 1973, т. 1.
- Кремнистые породы СССР (диатомиты, опоки, трепелы, спонголиты, радиоляриты) / У.Г. Дистанов, В.А. Копейкин, Т.А. Кузнецова и др. Казань: Татар. кн. изд-во, 1976. 411 с.
- Муравьев В.И. Об образовании трепелов. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 3.
- Семенов В.П., Асоченский Б.В., Сялезнев В.Н., Семенов П.В. Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1980. 83 с.
- Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ Юго-Запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977. 128 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН ССР, 1960. Т. 1. 212 с.; т. 2. 547 с.; Госгеолиздат, 1962. Т. 3. 550 с.

В.Б. КУРНОСОВ, И.В. ХОЛОДКЕВИЧ, Л.П. КОКОРИНА, Н.В. КОТОВ

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ВЛИЯНИЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДКОВ В ОКЕАНЕ

В настоящее время базальтовый слой в океане все чаще рассматривается как один из существенных источников вещества, поступающего в океан. Вынос химических элементов из базальтов происходит благодаря гидротермальной циркуляции в океанической коре. Проникновение морской воды в океаническое ложе на глубину не менее 1,5 км не вызывает в настоящее время сомнений, особенно после инструментальных замеров проницаемости базальтов для морской воды, проведенных в 69-м и 70-м рейсах судна "Гломар Челленджер".

Большинство исследователей при рассмотрении гидротермальной циркуляции ограничиваются морской водой. В то же время сведения о газовой составляющей гидротерм на океаническом дне, вторичные минералы в базальтах, содержащие фтор, серу, углекислоту, а также находки самородных металлов [Золков, Штеренберг, 1981; Штеренберг и др., 1981] -- все это показывает, что, кроме морской воды "в чистом виде", в гидротермальной циркуляции широко участвуют ювенильные компоненты. Ювенильный флюид в зависимости от тектонического положения участка дна может смещать состав морской воды в разной степени, вплоть до полной ее замены.

Широко распространенное явление гидротермальной циркуляции в базальтовом слое океанической коры сопровождается изменением петрохимических и петрофизических характеристик базальтов и выносом химических элементов из них в осадок или воду. Вынесенное вещество расходуется на формирование эксгальвативных отложений, а также на пополнение общих ресурсов растворенных веществ в океане с последующим образованием в благоприятных условиях аутигенных минералов, железо-марганцевых конкреций, карбонатных и кремнистых осадков.

Для выяснения потенциальной возможности извлечения химических элементов из базальтов при конвекции в них горячих растворов были проведены экспериментальные работы [Bischoff, Dickson, 1975; Hajash, 1975; Mottl, Holland, 1978, 1979; Seyfried, Bischoff, 1979; Холодкевич, 1981]. Опыты охватывали широкий интервал условий взаимодействия вода--порода: температура -- 100--700°С, давление -- до 1 кбар, отношение вода/порода -- от 1:3 до 200:1. Продолжительность опытов была от 3 до 435 сут. В качестве растворов были использованы природная и синтетическая морская вода, дистиллированная вода, минерализованные хлоридные, карбонатные и сульфатные воды, кислые растворы, а также морская вода с добавлением фтора, серы разной валентности и углекислоты.

Результаты многочисленных опытов показали большую потенциальную возможность извлечения петрогенных элементов и металлов из базальтов при гидротермальной циркуляции в океанической коре. Например, в опытах Д. Бишоффа с соавторами [Bischoff, Dickson, 1975; Seyfried, Bischoff, 1979] по взаимодействию базальтового стекла с морской водой, проведенных при $P = 500$ бар, $T = 260^\circ\text{C}$ и при отношении вода/порода, равном 50:1, получено в прореагировавшей воде увеличение Fe в 4500 раз, Mn -- в 2000, Zn -- в 150, SiO_2 -- в 139 (при $T = 150^\circ\text{C}$ в 1770 раз), Cu -- в 50, Ca -- в 4, Ba -- в 15 раз. Концентрации K и Na в растворах не изменились.

Вынос извлеченного вещества за пределы базальтового слоя контролируется многими факторами: структурно-тектоническим положением и

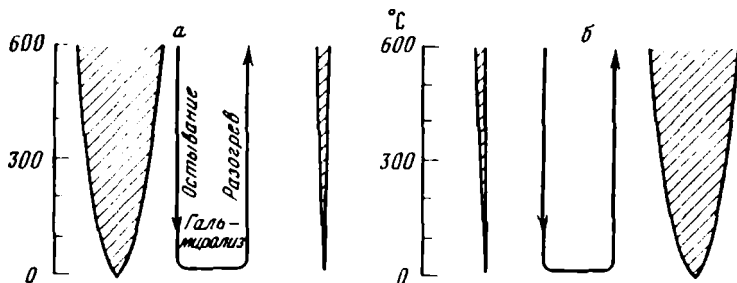


Схема зависимости интенсивности вторичных преобразований базальтов от мощности лавовых потоков для мощных (а) и тонких (б) потоков

гидротермальной активностью района, возрастом базальтов, их химическим и петрографическим составом, а также типом и мощностью излияния. Последний из перечисленных факторов привлек особое внимание после изучения вторичных минеральных преобразований верхнемеловых базальтов впадины Науру (61-й рейс судна "Гломар Челленджер") и кайнозойских базальтов Коста-Риканского рифта (69-й и 70-й рейсы). Во впадине Науру в мощных потоках (долеритах), достигающих 80 м мощности, ассоциации жильных минералов показывают, что вторичные преобразования проходили при остывании базальта примерно от 500°C до почти полного его охлаждения [Kurnosov et al., 1981]. Возобновлялись вторичные преобразования на стадии разогрева базальтового комплекса по остаткам неизмененного стекла и оливина. Но объем изменений был небольшой, так как основная масса базальтового расплава раскристаллизовалась в долериты, инертные по отношению к изменениям в этих условиях.

Последовательность вторичных изменений в пиллоу-лавах и тонких потоках стекловатых базальтов Коста-Риканского рифта другая. Вторичные преобразования наступили только на стадии разогрева базальтового комплекса [Kurnosov et al., 1982]. При закалке, вероятно, происходила потеря незначительного количества вещества без формирования минеральных фаз.

Зависимость вторичных преобразований от мощности лавовых потоков, показанная на рисунке, в основном должна повторяться и в выносе извлеченных из базальтов химических элементов.

При остывании излившихся на поверхность дна лавовых потоков любой мощности вынос вещества происходит в воду. Застывание мощных потоков сопровождается длительным выносом в океан химических элементов, извлекаемых из горячих базальтов морской водой, и относительно кратковременным выносом летучих. При закалке тонких потоков происходит несравненно меньший по объему и отличающийся по составу кратковременный вынос вещества. В выносе участвуют летучие и, возможно, небольшое количество петрогенных элементов и металлов. Вероятное отличие в составе выносимого вещества из остывающих потоков двух типов представляется принципиальным. Различия в объеме выноса нивелируются при сравнении магматических комплексов одинаковой мощности за счет большой частоты излияния тонких потоков.

На стадии разогрева существенное значение в выносе вещества из базальтов имеют только базальтовые комплексы, сложенные преимущественно тонкими потоками и пиллоу-лавами. Потоки большой мощности (долериты) как источники вещества в основном инертны. В гидротермальной цир-

куляции на стадии разогрева базальтов, кроме морской воды, наиболее вероятно участие ювенильных компонентов. При незавершенном магматизме химические элементы, извлеченные из базальтов и принесенные глубинным флюидом, поступают по-прежнему в океан, проникая через покров холодных базальтов. В случае перекрытия магматического комплекса осадками вынесенное вещество концентрируется преимущественно в базальных слоях осадков.

Зависимость преобразований базальтов при их остывании и последующем разогреве от мощности потоков может иметь принципиальное значение в фанерозойской истории осадконакопления, связанного с эксгальчаниями на океаническом дне. В последнее время выдвинуто представление о двух этапах магматизма в океане [Щека, Куренцова, 1980]: допалеогеновом (с преобладанием мощных потоков и силлов долеритов — трапповой океанской формации) и кайнозойском (с преимущественным развитием пиллов-лав и тонких потоков стекловатых базальтов — собственно рифтогенного магматизма срединно-океанических хребтов). Поэтому можно предположить, что начиная с кайнозоя в результате смены площадного траппового магматизма линейным рифтовым изменился масштаб поступления в океан вещества, извлекаемого из базальтов, и, возможно, его состав.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И.И., Штеренберг Л.Е. Основные типы железо-марганцевых руд в современных водоемах. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 4—26.
- Холодkevич И.В. Вторичные изменения океанических базальтов по экспериментальным и природным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук Владивосток Дальневост. геол. ин-т, 1981. 26 с.
- Штеренберг Л.Е., Васильева Г.В., Воронин Б.И., Корина Е.А. Минералы золота и серебра в метеллоносных осадках Тихого океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 7, с. 151—154.
- Щека С.А., Куренцова Н.А. Магматические комплексы океанов. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тез. докл. М., 1980, с. 7—9.
- Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 385—397.
- Hajash A. Hydrothermal processes along Mid-Ocean Ridges: an experimental investigation. — Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 53, p. 205—226.
- Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Shevchenko A.J. Secondary minerals in basalts from Nauru Basin, Leg 61. — In: Init. Repts. DSDP, 61. Washington, US Govt. Printing Office, 1981, p. 653—671.
- Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Chubarov V.M., Shevchenko A.J. Secondary minerals of basalt from the Costa Rica Rift Holes 501/504B, Legs 69, 70. — In: Init. Repts. DSDP, 69, 70. Washington, US Govt. Printing Office, 1982.
- Mortl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 1103—1115.
- Mortl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. II. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, p. 869—884.
- Seyfried W.E., Bischoff J.L. Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C and 150°C. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, p. 1937—1947.

Л.С. ЧЕРНОВА, Н.Т. МАНДРИКОВА, П.К. МАЗАЕВА

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД — КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА (Западная Якутия)

Формирование емкостных и фильтрационных свойств карбонатных пород в осадочных толщах — процесс сложный, длительный, многофакторный, протекает на всех стадиях литогенеза и метаморфизма.

На примере карбонатных продуктивных горизонтов Ботуобинского нефтегазового района (Западная Якутия) изучены эволюционные преобразования осадков на разных стадиях литогенеза. При этом учтены литолого-фациальные предпосылки изменения палеоструктурного плана поднятия, влияние трапповых интрузий, тектонических нарушений. В зависимости от перечисленных факторов и длительности их влияния на осадок устанавливалось время образования в породах пустотного пространства, в том числе микро- и макротрещин, время проявления и последовательность постседиментационных преобразований: перекристаллизации, доломитизации, кальцитизации, сульфатизации, раздоломичивания, выщелачивания, окремнения. Определены различные типы известняков и доломитов по петроструктурным и кристаллохимическим (данные рентгено-структурного анализа) признакам, встречены прослои магнетитов, выявлено изменение кальцита различного состава на разных стадиях преобразования пород; менее однороден состав зерен на стадии образования в седиментогенезе, более однороден — при постседиментационных его преобразованиях (таблица).

В разрезах продуктивных горизонтов (осинском, юряхском) встречены три типа известняков, состав зерен кальцита в которых изменяется от идеального (с межплоскостными расстояниями $d_{10,4} = 3,036 - 3,034 \text{ \AA}$) до слабо измененного и существенно измененного (с межплоскостными расстояниями $d_{10,4} = 3,027 - 3,033 \text{ \AA}$). Подмечено, что известняки с идеальным составом зерен кальцита обогащены водородослевыми эпифитон-ренальцовыми образованиями, более интенсивно преобразуются в стадию диагенеза, катагенеза, имеют улучшенные коллекторские свойства с открытой пористостью 10–15%. Поры перекристаллизации (межзерновые) распределены в цементирующей и водородослевой составляющей породы, а внутриформенные поры и поры выщелачивания — на месте форменных образований. Известняки со слабоизмененным составом зерен кальцита характеризуются меньшим количеством форменных образований, локальным и менее интенсивным преобразованием участков пород в стадиях диагенеза и катагенеза. Породы подобного типа характеризуются ухудшением их коллекторских свойств (открытая пористость всего лишь 1–4%). Магнезиальные кальциты почти не преобразованы, вторичные процессы в них заторможены, коллекторские свойства пород пониженные и низкие.

В изученных отложениях установлены три типа доломитов: доломиты идеального состава и структуры, имеющие межплоскостные расстояния $d_{10,4} = 2,886 - 2,888 \text{ \AA}$, незначительно измененного состава с хорошей упорядоченной структурой, а также доломиты, имеющие измененный состав и признаки дефектности в структуре, в некоторой степени приближающие их к протодоломитам. Наиболее разнообразны морфологические особенности зерен доломита идеального состава, доломитов замещения и протодоломитов.

При повышенном содержании (иногда до 60–80%) зерен доломитов с неправильной формой встречены зерна с несовершенной и совершенной

Характеристика кальцитов пород Среднеботубинской площади

№ образца	Размер зерен, мм	Стадия преобразования, %				$d_{10.4}^{\wedge A}$	Состав
	Преобладающий размер зерен, мм	седиментационная	ранне-диагенетическая	диагенетическая	катагенетическая		
СБ-7/5	$< 0,01-0,18$ $0,02-0,04$	12	77	5	—	3,036	Однородный
СБ-7/6	$< 0,01-0,7$ $0,01-0,03$	12	82	—	5	3,036	"
СБ-31/3	$< 0,01-0,66$ $< 0,01-0,05$	35	15	30	3	3,034	Неоднородный
СБ-31/5	$< 0,01-0,9$ $0,05-0,15$	10	23	43	3	3,033	
СБ-31/1	$< 0,01-0,3$ $< 0,01-0,01$	80	3	—	6	3,032	Существенно неоднородный
СБ-30/1	$< 0,01-0,33$ $< 0,01-0,02$	60	8	—	2	3,033	То же
СБ-5/5	0,01-0,02	100	—	—	—	3,031	"

ромбовидной формой при отношении сторон 1:1; 1:1,5; 1:2. В отдельных прослоях повышено количество моно-, неполно- и полизональных зерен доломита. Наиболее благоприятны для формирования пород-коллекторов доломиты замещения и протодолмиты.

Рассмотрены структурно-морфологические изменения основных минералов карбонатных пород на разных стадиях литогенеза. Охарактеризованы девять разновидностей зерен кальцита и доломита от слабо измененных, неправильной формы, микрозернистых седиментогенных до разномзернистых, интенсивно преобразованных, с многоугольной (до 8—18 граней) формой зерен, полисинтетическим двойникованием, нарушенной структурой, дефектностью огранки зерен с тонковолокнистым их строением (стадия катагенеза, возможно, начального метаморфизма). Выявлены последовательные преобразования зерен доломита и кальцита в стадиях раннего и позднего диагенеза от слабо перекристаллизованных с некоторым осветлением и укрупнением зерен до сферолитовых их скоплений, скоплений зерен с моно- и полизональным строением, а также крустификационных оторочек вокруг форменных образований дитригонально-скаленоэдрического габитуса, что считается одной из последних стадий диагенетического преобразования известкового ила.

Установлена определенная зональность в пределах локального поднятия (Среднеботубинского) по вещественному составу зерен кальцита и их изменению в разрезах осинского горизонта. В разрезах западного, южного и восточного участков отлагались осадки с идеальным составом зерен кальцита и наиболее обогащенные эпифитон-ренальцевыми водорослевыми образованиями. Магнезиальные кальциты и прослои магнезитов приурочены к северной части поднятия. Несколько измененный состав

зерен кальцита характерен для участков центральной, а сложный (от идеального до магнезиального) — юго-восточной частей.

При сравнительном анализе изменения литологических типов пород в осинском горизонте, расположенных в различных тектонических зонах, обнаружено следующее.

1. Перекристаллизация известняков и доломитов наиболее интенсивно проявилась в участках структуры с повышенным количеством водорослевых образований, с доломитами, кальцитами идеального состава вблизи тектонических нарушений и с наличием трапповых интрузий в усольской свите.

2. В известняках с магнезиальным и слабо измененным кальцитом в отложениях горизонтов вторичные процессы заторможены.

3. Вблизи тектонических нарушений, существовавших длительное время, породы в разрезах скважин имеют несколько генераций процессов перекристаллизации, доломитизации, раздоломичивания, повышенное количество доломитов замещения, наличие гнездовидных скоплений зерен кальцита ($> 0,5$ мм) с полисинтетическим двойникованием.

4. Для разрезов, расположенных вблизи тектонических нарушений и существовавших сравнительно короткое время, характерна нарушенность микротрещинами неперекристаллизованных и интенсивно перекристаллизованных участков пород.

5. Северная часть блока Среднеботуобинского поднятия, по результатам анализа палеоструктурных планов его развития с булайского (нижний кембрий) по настоящее время, была более стабильной, чем южная, отдельные участки южного блока поднятия неоднократно испытывали знакопеременные движения. По-видимому, отмеченное наряду с магнезиальным составом зерен кальцита и глинистостью разреза обусловили меньшую преобразованность пород северного блока по сравнению с южным.

Полученные результаты позволили выявить эволюционные преобразования пород по разрезу и площади изученного района, различные типы известняков и доломитов по петроструктурным и кристалло-химическим признакам, изменения кальцита и доломита на разных стадиях преобразования пород, последовательность изменения зерен кальцита и доломита по их морфологии, размерам, степени преобразованности, изменения пород в зависимости от тектонического режима участков поднятий.

УДК 551.263:553.98

Б.П. НАЗАРЕВИЧ, И.А. НАЗАРЕВИЧ

МЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

У многих исследователей молодых платформ давно уже выработалось представление о том, что платформенный чехол Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит начинается плащеобразно залегающими юрскими отложениями, а толщи доюрских пород, находящиеся между складчатым основанием и чехлом, образуют самостоятельный структурный этаж, равноценный фундаменту и чехлу. Этот этаж принято выделять под названием переходного, или промежуточного, комплекса, второго структурного этажа, эпигеосинклинального квазиплатформенного комплекса, предчехоль-

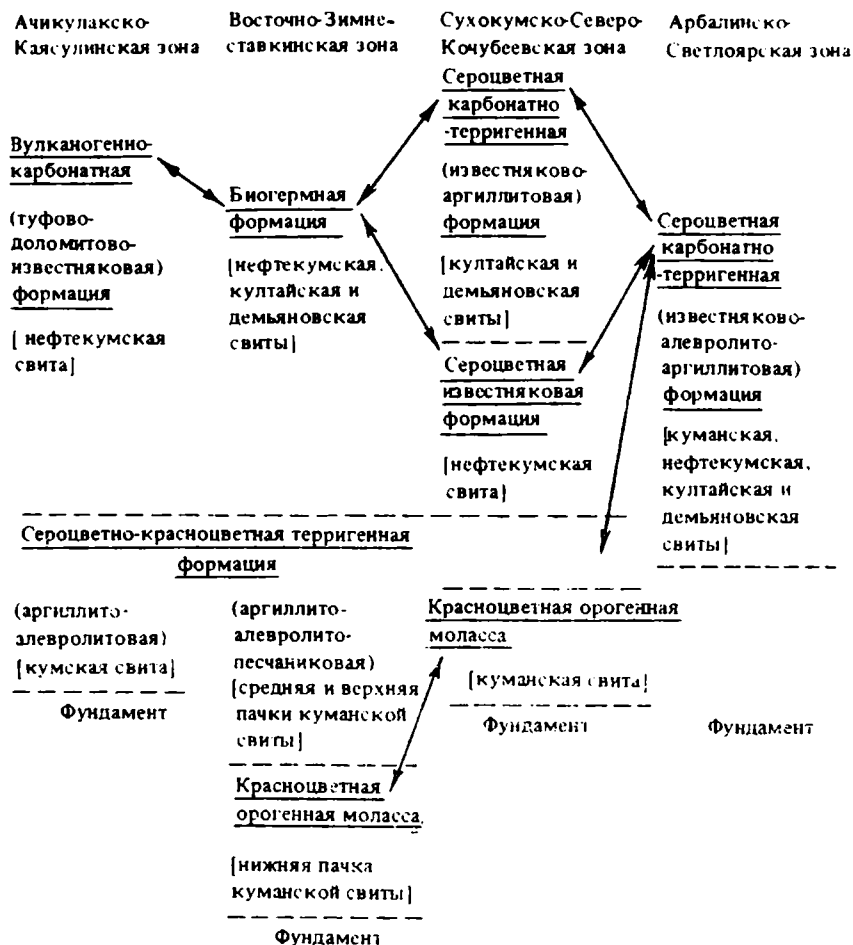
ного структурного этажа, тафrogenного комплекса и т.п. [Арбатов и др., 1972; Буш, Кирюхин, 1976; Крылов, Мазанов, 1981; Летавин, 1978; Ханин, Славин, 1980; и др.]. Стратиграфический объем данного структурного этажа неодинаков для каждой из указанных платформ; в частности, на Скифской плите он сложен триасовыми образованиями.

Полученные за последние годы новые материалы по мезозойским отложениям Восточного и Центрального Предкавказья позволяют существенно уточнить, а отчасти и пересмотреть отмеченные представления. Прежде всего обращают на себя внимание два обстоятельства. Первое состоит в том, что при всей яркой выраженности структурного несогласия между юрскими и более древними образованиями вряд ли можно говорить о глубокой противоположности так называемых промежуточного и чехольного комплексов Скифской плиты. Второе заключается в том, что юрские отложения не только не образуют сплошного непрерывного чехла на всей Скифской плите, но даже и в Восточном и Центральном Предкавказье они обладают сравнительно ограниченным и прерывистым распространением. В целом мезозойские отложения Восточного и Центрального Предкавказья предстают перед нами как совокупность значительного числа обособленных формационных тел, образующих сложно построенные латеральные и вертикальные ряды. Эти ряды, в свою очередь, служат вещественным выражением эволюции мезозойского осадконакопления и множества качественно различных этапов развития Скифской плиты, обусловленных перестройками режима тектонических движений, изменениями направлений трансгрессий и регрессий, периодическим усилением и ослаблением тектонической и ландшафтной дифференциации территории, сменой типов литогенеза.

В основании мезозойского разреза четко обособляется нижнетриасовый формационный ряд. В Восточном и Центральном Предкавказье нижнетриасовые образования широко развиты лишь в Прикумской области, которая в современной структуре Скифской плиты отвечает Восточно-Манычскому прогибу, Прикумской зоне поднятий, Ногайской тектонической ступени и северной части Чернолесской впадины. Здесь в строении нижнетриасовых отложений ясно выражена субширотная зональность, отражающая структурно-фациальные зоны раннего триаса — в пределах каждой из таких зон нижнетриасовые отложения явственно подразделяются по вертикали на несколько (от одного до трех) генетически обособленных природных, т.е. формационных, тел, обязанных своим возникновением сочетанию единства тектонических и палеогеографических условий накопления осадков (рисунков).

Характерными особенностями данного формационного ряда являются следующие черты: 1) отсутствие региональных перерывов в разрезе и наличие значительных по стратиграфической амплитуде фациальных замещений; 2) ограниченная роль континентальных образований, связанных с вышележащими морскими толщами постепенным переходом; 3) резкая вертикальная дифференцированность разреза в центральной части области (Восточно-Зимнеставкинская зона) и ослабление этой дифференциации в южном и особенно в северном направлении вплоть до слияния всего нижнего триаса в литологически единую толщу сероцветной карбонатно-терригенной (известняково-алевролита-аргиллитовой) формации в Арбалинско-Светлоярской зоне; 4) нарастающий в северо-западном и юго-западном направлениях денудационный срез нижнетриасовых отложений, являющийся суммарным результатом предпозднетриасового, предъюрского и предраннемелового перерывов в осадконакоплении.

На остальной части Восточного и Центрального Предкавказья нижнетриасовые отложения распространены спорадически. К северу от При-



Вертикально-латеральный нижнетриасовый формационный ряд Прикумской области Восточного Предкавказья

кумской области на погребенном крыже Карпинского, в пределах его северного склона, намечается по крайней мере еще одна — Промысловско-Полдневская зона развития нижнего триаса. На северном и южном бортах этой зоны под подошву терригенной юры выходят красноцветные терригенные образования, являющиеся аналогами куманской свиты Прикумской области и представляющие собой также молассовые накопления; в центральной части зоны под юрой вскрыта, хотя и не пройдена полностью, толща оленекских пород морского генезиса, по составу и облику сходная с сероцветной карбонатно-терригенной формацией Арбагинско-Светлоярской зоны.

В Центральном Предкавказье нижнетриасовые отложения, перекрытые уже нижним мелом (альбом), установлены в Расшеватско-Северо-Ставропольской и Красногвардейской зонах. В первой из них в основании нижнего триаса выделяется континентальная грубообломочная толща расшеватской

свиты [Позовский и др., 1976], вверх по разрезу постепенно переходящая сначала в песчаниковую, а затем — в известняково-алевролитово-аргиллитовую пачку североставропольской свиты, в составе которой преобладают морские породы. В главных своих чертах разрез этих свит сходен с разрезом куманской свиты Восточного Предкавказья и тем самым как бы отвечает нижней половине формационного ряда Восточно-Зимнеставкинской зоны, подразделяясь на красноцветную молассу и морскую сероцветно-красноцветную терригенную (аргиллитово-алевролитово-песчаниковую) формацию. В Красногвардейской зоне вскрытая скважинами часть нижнетриасового разреза представляет собой толщу черных и темно-серых алевролитов и аргиллитов с прослоями известково-глинистых пород с оленекскими двусторками, по своему облику, составу и строению отвечающую сероцветной карбонатно-терригенной формации Арбалинско-Светлоярской зоны.

В южной части Восточного Предкавказья присутствие нижнетриасовых отложений предполагается по геофизическим данным и отчасти подтверждено бурением. В скв. 1 (Дружба) между верхней юрой и сланцами фундамента установлена монотонная сероцветная глинисто-известняковая толща с терригенными породами в основании, сопоставляемая с нефтекумской и куманской свитами Прикумской области. На Бенюйской площади в скв. 47 также под верхней юрой частично пройдена мощная сероцветная алевролитово-аргиллитовая толща с редкими слоями известняков, охарактеризованная нижнетриасовыми спорово-пыльцевыми комплексами [Станулис и др., 1979]. Существенно важно, что даже эти скудные данные свидетельствуют о том, что к югу от Прикумской области также происходит слияние дифференцированного разреза в литологически единую толщу сероцветной карбонатно-терригенной формации.

Закономерности строения нижнетриасового формационного ряда Прикумской области и особенности изолированных нижнетриасовых формационных тел на остальной части рассматриваемой территории указывают на то, что, вместе взятые, они представляют элементы более крупного формационного ряда, сформировавшегося к концу раннего триаса на всей или почти всей территории Восточного и Центрального Предкавказья. Наличие в основании этого ряда нескольких изначально разобщенных тел, отвечающих единому формационному типу — красноцветной орогенной молассе, свидетельствует о резкой структурно-морфологической дифференциации Скифской плиты в начале раннего триаса и о господстве в ее пределах континентальной седиментации в условиях расчлененного рельефа за счет местных источников сноса (породы фундамента и прорывающих его интрузий), локализованной преимущественно в линейно вытянутых зонах. Остальная часть нижнетриасового формационного ряда состоит как из связанных (латеральными и вертикальными соотношениями), так и из изолированных тел, относящихся к классу морских платформенных формаций. Переход молассовых накоплений вверх по разрезу и по латерали в морские, вначале красноцветные и сероцветно-красноцветные терригенные, а затем и сероцветные карбонатно-терригенные образования указывает на постепенное ослабление дифференциации Скифской плиты и быстрое вовлечение ее в интенсивное, хотя и неравномерное, прогибание. Сопровождавшая это прогибание трансгрессия привела к установлению на обширной территории условий нормального открытого морского бассейна, простиравшегося от Прикаспийской впадины до южной окраины Восточного Предкавказья и захватившего значительную часть Центрального Предкавказья.

На большей части площади этого бассейна во второй половине раннего триаса в заметно глубоководной обстановке шло накопление монотонных

толщ сероцветных известково-глинистых осадков, обладавших значительной латеральной однородностью. Наибольшим темпом прогибания и его дифференцированностью, а также контрастностью обстановок осадконакопления выделялась Прикумская область, свидетельством чему служат развитие здесь таких генетически разнородных отложений, как биогермные и рифовые постройки, образования рифового шлейфа и внутририфовых лагун, осадки открытого моря, толщи выполнения рифового рельефа и толщи доманикоидного характера, а также горизонты пеплов и пирокластов. Все эти образования группируются в несколько полосовидных формационных тел субширотной ориентировки. Такая полосовидность, а также линейно-цепочечное размещение наиболее крупных органогенных построек указывают на обусловленность образования как формационных тел, так и цепочек органогенных построек дифференцированными подвижками блоков складчатого основания Прикумской области [Назаревич, 1981].

Окончательным итогом раннетриасового этапа развития молодой Скифской платформы явилось формирование сплошного покрова преимущественно морских осадков на большей части Восточного и Центрального Предкавказья. Этот покров с полным основанием может быть отнесен к платформенным чехольным образованиям, а это, в свою очередь, означает, что к концу раннего триаса данная область уже приобрела характерные черты плитной структуры. О ее значительной мобильности свидетельствуют высокий темп прогибания и очень большие скорости осадконакопления (средняя мощность нижнего триаса, причем, скорее всего, одного только оленекского яруса, составляет не менее 500–600 м, местами же превышает 1,5 км), а кроме того — проявления (хотя и незначительные по площади и объему) кислого эффузивного магматизма. Наблюдаемое в современной структуре Скифской плиты пятнисто-прерывистое распространение нижнетриасовых отложений, их отсутствие на значительной части площади Восточного и особенно Центрального Предкавказья, а также фиксируемая на отдельных участках значительная дислоцированность этих отложений должны рассматриваться как наложенные явления и связываться, очевидно, с процессами деструкции раннетриасового чехла на более поздних этапах развития.

Среднетриасовый этап развития Скифской плиты запечатлен в разрезе одной лишь красноцветно-сероцветной карбонатно-терригенной формацией, отражающей сокращение морского бассейна, его последовательное опреснение и распадение на ряд изолированных водоемов. Для нее характерны дифференциация по вертикали на ряд литологических пачек, выдержанных в латеральном направлении, и сильная изменчивость слагающих эти пачки пластов. Терригенные породы представлены высокозрелыми кварцевыми и олигомиктовыми разностями; глинистым породам свойственно разнообразие минеральных ассоциаций, важнейшими из которых являются гидрослюдистая, смешаннослойно-гидрослюдистая и каолинитовая; среди карбонатных пород преобладают органогенно-обломочные известняки, оолитовые и онколито-копролитовые известняково-доломитовые разности, а также зернистые известняки.

Образования данной формации установлены в восточной половине Прикумской области, отдельные ее фрагменты частично вскрыты скважинами на южном склоне погребенного кряжа Карпинского. Такое скачкообразное и многократное уменьшение площади распространения среднетриасовой карбонатно-терригенной формации по сравнению с обширной площадью, занятой нижним триасом, вряд ли может быть объяснено одной только регрессией седиментационного бассейна и должно рассматриваться как совместный результат регрессии и наложения процессов денудации во

время упомянутых перерывов в осадконакоплении. Судя по отсутствию ощутимых латеральных изменений в строении формации и сравнительно малой ее мощности, среднетриасовый этап развития Скифской плиты характеризовался дальнейшим ослаблением дифференциации структуры на фоне замедления ее прогибания, а также существенным выравниванием обстановок осадконакопления.

В целом образование формаций нижнего и среднего триаса происходило на протяжении крупного трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла в обстановке аридного литогенеза в платформенных условиях. Аридность обстановки ярко проявлялась в начальной и в завершающей фазах этого цикла, а в средней части затухевывалась влиянием обширной морской трансгрессии. В самом начале цикла развитие происходило в условиях орогенного режима, очень быстро сменившегося интенсивным и резко дифференцированным прогибанием; позднее замедление прогибания сопровождалось выравниванием тектонических и палеогеографических обстановок и в конечном счете завершилось общим поднятием территории.

Кардинальная перестройка режима развития Скифской плиты происходит в позднем триасе, причем характер этой перестройки ясен только для территории Восточного Предкавказья, тогда как полное отсутствие верхнетриасовых образований в Центральном Предкавказье не позволяет даже гипотетически реконструировать существовавшую там в это время обстановку.

В Восточном Предкавказье на протяжении позднего триаса происходит образование вулканогенно-осадочной формации, отвечающей эпохе мощного проявления вулканической деятельности и интенсивного терригенного континентального осадконакопления в аридных условиях. Ее формирование сопровождалось оживлением разломов древнего заложения и возникновением множества новых разрывов, обусловившим, во-первых, быстрое оформление областей прогибания и осадконакопления, охвативших большую часть Восточного Предкавказья, и, во-вторых, возникновение ряда очагов наземного эффузивного магматизма. Важной особенностью являлось пространственное обособление вулканогенного и терригенного осадконакопления. В западной и южной частях Восточного Предкавказья развиты мощные толщи многократного чередования кислых и средних лав и пирокластических образований, к востоку от указанной области — обломочные красноцветные толщи, расслоенные в верхах пачками туфов. Значительная часть обломочного материала формировалась за счет разноса продуктов разрушения вулканических аппаратов. Среди обломочных пород доминируют вулканомиктовые граувакки и вулканотерригенные образования, в составе глинистых пород главенствуют смешаннослойные и гидрослюдисто-смешаннослойные минеральные ассоциации.

Во время перерыва, который предшествовал становлению вулканогенно-осадочной формации, происходит резкое омоложение рельефа и оформляется глубокий и неравномерный денудационный срез подстилающих образований с нарастающей с севера на юг амплитудой. Об этом свидетельствует залегание формации на различных горизонтах среднего и нижнего триаса, а местами — на складчатом фундаменте и то, что в ряде пунктов в основании формации обособились мощные конгломератовые пачки, сложенные фрагментами пород практически всех подразделений среднего и нижнего триаса и сланцевого комплекса складчатого основания [Назаревич и др., 1978, 1981; Назаревич, Назаревич, 1981].

Особенности состава и строения вулканогенно-осадочной формации позволяют отнести ее к типу вулканогенной молассы, а время ее образования по его геосторическому содержанию выделить в истории Скифской

плиты в качестве этапа эпиплатформенной активизации. Чрезвычайно характерны и важны структурные последствия этого этапа развития, заключающиеся в следующих особенностях.

1. Именно с этим этапом связано возникновение основного структурного несогласия между отложениями ранне-среднетриасового седиментационного цикла и вышележащими толщами юры и мела за счет приразломных дислокаций ниже-среднетриасовых толщ в зонах разрывов.

2. Приуроченность северной границы распространения вулканогенно-осадочной формации к зоне сочленения Восточно-Манычского прогиба и погребенного кряжа Карпинского и почти полное отсутствие вулканогенных образований в пределах последнего отмечают время разделения Восточного Предкавказья на две крупнейшие платформенные структуры (погребенный кряж и Терско-Кумская впадина), сохранявшиеся в течение всего последующего развития Скифской плиты.

3. Отложения вулканогенно-осадочной формации маскируют и как бы стирают структурную зональность раннего триаса; в то же время характер изменения мощности и размещения по площади отложений различного генезиса (вулканогенных образований и терригенных накоплений) отражают основную стадию формирования ряда субширотных структурных элементов второго порядка, частично наметившихся в среднем триасе и окончивших свое развитие на более поздних этапах истории Скифской плиты (Восточно-Манычский прогиб, Прикумско-Тюленевский вал и др.); наконец, обособление областей эффузивного магматизма, группирующихся в субмеридиональную зону, служит проявлением заложения поперечной дифференциации указанных элементов на отдельные блоки, получившей окончательное выражение в строении вышележащих толщ юры и мела.

Новая качественная перестройка ландшафтно-тектонической обстановки на Скифской плите происходит в конце триаса: на большей части Восточного Предкавказья в условиях гумидного климата начинается образование вертикально-латерального ряда сероцветных терригенных формаций, продолжавшееся до середины келловоя. Южная часть Восточного и Центрального Предкавказья на протяжении этого времени представляла собой сушу, поставлявшую обломочный материал. Облик формаций данного ряда определяется: 1) ритмическим чередованием существенно песчанниковых и существенно глинистых пачек; 2) преобладанием кварцево-петрокластических и петрокластическо-кварцевых разностей среди обломочных пород; 3) господством гидрослюды и каолинита в составе минеральных ассоциаций глинистых пород; 4) повсеместной "зараженностью" пород сидеритом и рассеянным растительным детритом, наличием в низах разреза редких маломощных прослоев углей; 5) обогащенностью нижних горизонтов ряда в Прикумской области пирокластическим кварцевым материалом и редкими лавовыми телами малых размеров и мощности.

Ряд юрских терригенных формаций распадается на две части, каждой из которых отвечает заметно отличающаяся от другой палеогеографическая и палеотектоническая ситуация. На ранних стадиях формирования ряда (рэт — аален) закладывается несколько изолированных областей прогибания с континентальной седиментацией. В Прикумской области осадконакопление было локализовано на участках терригенной и вулканогенной седиментаций предшествующего этапа и протекало в обстановке озерно-болотно-аллювиальной равнины синхронно с опусканием ложа седиментационной области по активно развивавшимся разломам. Субширотными разломами контролировалось продолжавшееся оформление Восточно-Манычского прогиба, а субмеридиональными — поперечной по отношению к нему депрессионной структуры, также наметившейся в позднем триасе обособ-

лением вулканогенных накоплений. В этой структуре в рзте — начале леи-аса осадконакопление сопровождалось слабыми эффузивными проявлениями, являвшимися как бы отголосками минувшей эпохи интенсивного магматизма. Накопление континентальных осадков завершается слиянием обеих седиментационных ванн в единую расплывчатых очертаний область, в общих чертах отвечающую Восточно-Манычскому прогибу и Прикумской зоне поднятий.

В области погребенного кряжа Карпинского в начале юры за счет блоковых подвижек по субширотным и субмеридиональным разломам оформляются две зоны формирования песчано-глинистых субугленосных накоплений. Одна из них связана с узкой субширотной грабенообразной депрессией в осевой части кряжа (Промысловско-Цубукская зона). Другая зона, субмеридиональная, с близкими к изометричным очертаниями, образовалась также за счет конседиментационного опускания Бүзгинского блока. Здесь, так же как и в Прикумской области, этап континентального осадконакопления завершается расширением и слиянием указанных зон в единую седиментационную область.

Все эти отложения относятся к единому формационному типу — платформенной континентальной сероцветной терригенной формации. Следует отметить, что выделение среди них отдельных формационных тел и параллелизация их друг с другом для каждой из рассмотренных областей затруднены схожестью их внешнего облика и недостаточной обоснованностью возраста.

Верхняя часть ряда юрских терригенных формаций сложена морскими образованиями, накоплению которых предшествовал предбайосский пере-рыв. После него северная половина Восточного Предкавказья охватывается волной погружения, вызвавшей распространение с северо-востока (из области Прикаспийской впадины и северной части современной акватории Каспия) трансгрессии; в ходе ее осадконакопление в обстановке прибрежной равнины (ранний байос) последовательно сменяется условиями мелководного и умеренно глубоководного опресненного морского бассейна (поздний байос — бат). Толща байос-батских отложений образует единое формационное тело — платформенную гумидную морскую сероцветную терригенную формацию, отражающую этап резкого ослабления структурной дифференциации Скифской плиты и относительно спокойного погружения ее северо-восточной окраины.

Особое положение в ряду сероцветных терригенных формаций юры занимают ниже-среднекекелловейские отложения. Они образуют несколько разобщенных формационных тел, развитых вдоль южной окраины Центрального и Восточного Предкавказья, а также на значительной части Прикумской области и погребенного кряжа Карпинского. Эти тела, в свою очередь, представляют собой сохранившиеся от предраннемеловой денудации фрагменты более крупного единого формационного тела — платформенной (эпейрогенной) гумидной морской сероцветной терригенной формации, образовавшей маломощный чехол (до 100–200 м) на большей части Восточного Предкавказья. Ниже-среднекекелловейские отложения, являющиеся образованиями мелководного морского бассейна нормальной солёности и принадлежащие к тому же формационному типу, что и ниже-лежащие толщи, отделены от них несогласием, обязанным своим возникновением предкекелловейской (адыгейской) фазе тектонических движений, вызвавшей перестройку структуры Скифской плиты. В то же время смена сероцветных терригенных образований галогенно-сульфатно-карбонатным комплексом и замещающими его красноцветными обломочными накоплениями, приуроченная к границе среднего и верхнего келловя, не сопровож-

дается заметной трансформацией структурного плана. Таким образом, формация нижнего—среднего келловоя по структурному положению отвечает началу позднеюрского тектонического цикла, а по условиям формирования — завершающему этапу ранне-среднеюрского гумидного седиментационного цикла. Такое двойственное положение, по-видимому, связано с разрывом во времени между перестройками структурно-тектонического плана региона и последовавшим за ней с запозданием коренным изменением ландшафтно-климатической обстановки.

На протяжении раннего—среднего келловоя в полной мере проявилась основная особенность позднеюрского тектонического цикла, заключающаяся в возникновении и прогрессирующем нарастании погружения южной окраины Скифской плиты и в связанном с этим погружением распространением трансгрессий на территорию Предкавказья с юга из геосинклинали Северного Кавказа. В то же время главнейшие черты позднеюрского структурного плана Центрального и Восточного Предкавказья, состоящие в заложении и устойчивом развитии системы окраинных прогибов и области внутриплатформенных прогибаний, в начале келловоя лишь едва намечаются и получают окончательное оформление на более поздних этапах развития [Назаревич и др., 1980].

С позднего келловоя и до конца юры в Центральном и Восточном Предкавказье в обстановке аридного литогенеза происходит образование вертикально-латерального формационного ряда, в состав которого входят следующие формации: красноцветная терригенная (кимеридж—титон) — южная часть Центрального Предкавказья; карбонатная известняковая (келловей—кимеридж) и галогенно-сульфатно-карбонатная (кимеридж—титон) — окраинные прогибы Восточного Предкавказья; терригенно-карбонатная (келловей—кимеридж) и терригенно-сульфатно-карбонатная (кимеридж—титон) — внутриплатформенные прогибы Восточного Предкавказья. Из перечисленных только красноцветная терригенная формация Центрального Предкавказья принадлежит к классу орогенных континентальных аридных формаций, все же остальные относятся к классу платформенных аридных морских формаций, отвечающих разным ступеням осолонения бассейна и различным стадиям трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла.

Характерными чертами известняковой и карбонатно-терригенной формаций верхнего келловоя—нижнего кимериджа является присутствие в основании обеих формаций базального “шамозитового” горизонта (обломочно-карбонатные породы с лептохлоритом и железистыми оолитами); наличие в низах карбонатной формации прослоев мергелей, сменяющихся вверх по разрезу монотонной толщей известняков; развитие в низах терригенно-карбонатной формации аргиллитов, доломитистых аргиллитов и глинистых доломитов с нарастанием снизу вверх карбонатного материала и чисто доломитовый состав верхней ее части; обилие фаунистических остатков в низах известняковой формации и обедненность фауной ее верхних горизонтов, а также частая встречаемость ископаемых остатков в нижней пачке терригенно-карбонатной формации и отсутствие их в ее верхней пачке. Эти особенности указывают на значительное сходство в направленности развития осадконакопления, тогда как различия в составе свидетельствуют о заметной изолированности тех частей бассейна, где формировались эти формации. В целом же данный этап позднеюрской седиментации отражает относительно слабую дифференцированность окраинных прогибов и области внутриплатформенных прогибаний по обстановкам осадконакопления.

Сходство направленности развития осадконакопления имело место

и на позднекимериджско-титонском этапе, но при этом выявляются более существенные различия в строении формаций южной окраины Предкавказья и внутриплатформенных прогибов Восточного Предкавказья. Они обусловлены прежде всего высоким темпом прогибания и резкой контрастностью тектонических движений на окраине Скифской плиты по сравнению с замедленным и слабо дифференцированным прогибанием во внутриплатформенной области. Для окраинной области характерно обособление зон континентальной и бассейновой седиментации и переходной зоны чередования обстановок.

Первой зоне отвечает красноцветная терригенная формация, важнейшими особенностями которой, сближающими ее с орогенной молассой, являются: 1) хаотическое распределение пород широкого гранулометрического профиля от аргиллитов до дресвяников и конгломерато-брекчий, формировавшихся в условиях резко расчлененного рельефа; 2) отсутствие у обломочного материала признаков механической обработки и значительного перемещения; 3) зависимость состава осадков от состава развитых в областях сноса пород, на что указывает широкое развитие и характер размещения аркозовых и граувакковых накоплений; 4) преимущественно гидрослюдистый состав тонкодисперсного глинистого материала с эпизодическим появлением примеси хлорита или каолинита; 5) обогащенность пород такими аутигенными компонентами, как гидроокислы железа, кальцит, доломит, гипс, ангидрит, барит.

Зоне бассейновой седиментации отвечает галогенно-сульфатно-карбонатная формация, которую характеризуют следующие особенности: 1) резкое преобладание пород хемогенного генезиса при ограниченной роли биогенных и биохемогенных образований; 2) многопорядковая ритмичность строения, выражающаяся в обособлении мощных пачек (ангидрито-известняково-доломитовая; галогенная, с прослоями ангидритов, доломитов и красноцветных аргиллитов; доломито-известняковая и ангидрито-доломито-известняковая), в свою очередь имеющих характер многократного чередования слагающих их пород; 3) полнота процессов галогенеза, проявляющаяся в наличии мощных толщ галлитов в разрезе.

Тектонические и палеогеографические условия кимериджа—титона во внутриплатформенных прогибах Восточного Предкавказья обусловили образование единой терригенно-сульфатно-карбонатной формации. Она характеризуется плавным нарастанием мощности от краевых частей области прогибания к ее центральным участкам и постепенным изменением вещественного состава от чисто терригенного разреза на западе до сульфатно-карбонатного в восточных и юго-восточных районах. Существенными признаками формации являются: 1) основная, при этом сопоставимая по абсолютной массе роль обломочных, глинистых и карбонатных пород в ее строении и второстепенная — сульфатных образований; 2) неупорядоченное чередование различных типов пород по разрезу; 3) узкий гранулометрический спектр обломочных пород (от алевритов до гравелитов), довольно высокая сортировка обломочного материала и значительная его окатанность; 4) господство мономиктовых кварцевых и подчиненное развитие фельзитокласто-кварцевых образований среди обломочных пород; 5) значительное разнообразие минеральных ассоциаций глинистых пород, среди которых преобладают каолинит-гидрослюдистая, смешаннослюдно-гидрослюдистая (с примесью хлорита) и хлорит-гидрослюдистая; 6) неполнота галогенного процесса, оборванного на сульфатной стадии.

В целом особенности формаций кимеридж—титонского этапа свидетельствуют об оживлении тектонической активности, которая слабо проявилась на участках, испытывающих до этого прогибание, и резко выразилась в

областях недавней денудации. Морфологическим ее выражением явились омоложение рельефа водосборов и дифференциация седиментационных ванн по темпу прогибания и условиям осадконакопления. В окраинных прогибах это привело к скачкообразному расширению ареала аккумуляции — в прогибание втягиваются Чернолесская впадина (именно с данного момента начинается формирование этой отрицательной структуры), Ногайская тектоническая ступень, южная половина Ставропольского свода. В конечном счете за юрский период платформенный чехол был сформирован на ограниченной части Центрального и Восточного Предкавказья. Чехол имел прерывистое, "лоскутное" распространение и характеризовался значительной вертикальной и латеральной неоднородностью. Большая часть Центрального и прилегающие к нему участки Восточного Предкавказья к концу юры представляли собой области денудации, в пределах которых были развиты образования складчатого фундамента и триасового структурно-формационного комплекса.

Раннемеловая стадия развития характеризуется постоянной связью платформенного бассейна с геосинклинальным и последовательным скачкообразным продвижением трансгрессии на север и северо-запад. Неокомская фаза трансгрессии захватила большую часть Восточного Предкавказья (до южного борта кряжа Карпинского), а также юго-западную и юго-восточную части Центрального Предкавказья. В апт-альбское время море покрывает почти все Центральное Предкавказье, а в Восточном Предкавказье морской бассейн соединился в единое целое с бассейном Восточно-Европейской платформы. Итогом раннемеловой стадии явилось образование терригенно-карбонатной (неоком) и глауконитовой терригенной (апт-альб) формаций, обладающих слабо выраженной латеральной изменчивостью. Отличительной чертой терригенно-карбонатной формации неокома следует считать трехчленное строение, ярко выраженное на подавляющей части площади ее распространения. Нижняя часть — доломито-известняковая толща, в средней части которой отмечаются гнезда и линзы ангидритов, — это образования мелководного и умеренно глубоководного морского бассейна, временами испытывавшего значительное осолонение. Выше залегает толща тонкого переслаивания известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, представляющая собой отложения нормального, умеренно глубоководного бассейна с преимущественно застойными условиями седиментации. Верхняя часть — известняково-песчаниковая пачка — формировалась в чрезвычайно мелководном бассейне нормальной солёности под воздействием активного гидродинамического режима. Климатическая обстановка на протяжении неокома постепенно менялась от семиаридной до условий теплого влажного морского климата.

Глауконитовая терригенная формация апт-альба образована ограниченным набором пород: в ее строении главенствуют песчано-алевритовые образования, значительно уступают им глины и аргиллиты. Обломочные породы представлены мономиктовыми кварцевыми разностями и характеризуются высокой сортировкой кластического материала и его значительной окатанностью. В тонкодисперсном материале глинистых пород наряду с гидрослюдой, каолинитом, разными модификациями хлорита существенную роль играют смешаннослюсные образования с высоким содержанием разбухающего компонента, иногда отмечается монтмориллонит. Среди аутигенных компонентов обломочных и глинистых пород преобладает и часто достигает порообразующего значения глауконит, широко развиты кальцит, сидерит, анкерит, а также пирит, отмечаются и фосфатные минералы. Латеральные изменения формации сводятся к колебаниям соотношения песчано-алевритовых и глинистых пород, отражающим

конседиментационное развитие структурных элементов разного порядка. Седиментация развивалась в условиях обширного морского бассейна со слегка пониженной соленостью в мелководной обстановке, иногда местами сменявшейся умеренно глубоководной.

Поздне меловая стадия характеризуется существенным выравниванием тектонических и палеогеографических условий не только в Центральном и Восточном Предкавказье, но и на всей Скифской плите в целом, а также на прилегающих участках древней платформы и геосинклинальной области. Повсеместно в обстановке нормального, умеренно глубоководного и глубоководного морского бассейна происходит формирование мергельно-известняковой формации, строение которой усложняется внутрiformационными перерывами и плавными изменениями мощности. Таким образом, на протяжении юрского периода и большей части раннемеловой эпохи процесс формирования платформенного чехла захватывал поочередно различные ограниченные по площади участки Скифской плиты. И лишь только на рубеже раннего и позднего мела впервые вся плита в целом перекрывается сплошным и однородным плащом — происходит слияние в единое целое платформенного чехла древней и молодой платформ.

Итак, мезозой в истории молодой Предкавказской платформы — время чередования этапов спокойного платформенного развития и этапов резкой активизации тектонических процессов, иногда сопровождающейся всплесками магматической деятельности. На протяжении спокойных этапов на той или иной части платформы происходит формирование платформенного чехла — таким этапам отвечают формационные ряды, образовавшиеся в результате крупных трансгрессивно-регрессивных седиментационных циклов в условиях как аридного, так и гумидного литогенеза. Господствующую роль в составе этих рядов занимают морские формации. Этапы активизации сопровождаются перестройкой структурного плана предшествующих этапов и разрушением (по крайней мере, частичным) ранее сформированных фрагментов чехла — им отвечают формационные ряды, состоящие целиком или в существенной своей части из орогенных, в том числе и вулканогенных, моласс. В целом же образование платформенного чехла Скифской плиты охватывает почти весь мезозой, и этот процесс носит прерывисто-непрерывный поступательно-возвратный характер. Только в конце мезозоя, на рубеже раннего и позднего мела, эта молодая платформа впервые приобретает характер единой плитной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Арбатова А.А., Бурштар М.С., Швембергер Ю.Н. Граница фундамент—чехол и нижний предел распространения скоплений нефти и газа на молодых платформах. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности глубоководных горизонтов мезозоя Кавказа. М.: Недра, 1972, с. 19—32. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 120).
- Бущ В.А., Кирюхин Л.Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. 202 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 163).
- Крылов Н.А., Мазанов В.Ф. Стадийность становления платформ. — В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Сибири. М.: Наука, 1981, с. 12—20.
- Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР (тектоника, формации и нефтегазоносность). М.: Наука, 1978. 148 с.
- Позовский В.Р., Мавшович Е.В., Кухтинов Д.В. О стратиграфии триасовых отложений Восточного и Центрального Предкавказья — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1976, № 1, с. 69—81.
- Назаревич Б.П. Биогермные (рифовые) геотформации мезозойских осадочно-породных бассейнов зоны сочленения молодой платформы и альпийской складчатой области юга СССР. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: 4-й Всесоюз. семинар МГУ, 27—29 апреля 1981 г. Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 130—131.

- Назаревич Б.П., Назаревич И.А. Эволюция обстановок осадконакопления на мезозойском этапе развития Скифской плиты. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещ. 11–13 ноября 1981 г. Новосибирск, 1981, с. 151–152.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Волкова Т.А. и др. Формации пермских и триасовых отложений Восточного Предкавказья. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность: Всесоюз. семинар. МГУ, 25–27 апреля 1978 г. Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 104–106.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Фадеева Л.В. Формации верхнеюрских отложений Центрального и Восточного Предкавказья. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 261–286.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Швыдков Н.И. Роль верхнетриасовой вулканогенно-осадочной формации Восточного Предкавказья в формировании структуры чехла Скифской плиты. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: 4-й Всесоюз. семинар МГУ, 27–29 апреля 1981 г. Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 128–129.
- Станулис В.А., Коновалов В.И., Булгакова О.П. и др. Новые данные по геологии юрских–палеозойских отложений юго-восточных районов Чечено-Ингушетии. — В кн.: Геология нефтегазоносных комплексов мезозоя Дагестана. Махачкала, 1979, с. 11–21.
- Халин В.Е., Славин В.И. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980, № 2, с. 3–14.

УДК 550.42 (571.51)

В.Г. ПЕТРОВ, С.В. САРАЕВ

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На основе проведенных исследований в настоящее время в наиболее полном для западной окраины Сибирской платформы разрезе верхнего протерозоя Енисейского края и смежных территорий Туруханского поднятия и Восточного Саяна можно выделить три крупных осадочных ритма, сложенных внизу терригенными, а сверху — карбонатными литолого-осадочными комплексами.

Первый осадочный ритм начинается в Енисейском крае песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, сланцами и известняками вулканогенно-сланцевой формации глушихинского комплекса и заканчивается туфами, сланцами, известняками вулканогенно-карбонатной формации панимбинской свиты и терригенно-карбонатной формации свиты хребта Карпинского [Петров, 1982]. В Восточном Саяне первому осадочному ритму отвечают отложения дербинской серии в составе дербинской, жайминской и миричунской свит, сложенных в основном карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями.

Литолого-формационный анализ осадочных образований первого осадочного ритма позволяет выделить внутри ритма три ассоциации горных пород, соответствующих вулканогенно-сланцевой, вулканогенно-карбонатной и терригенно-карбонатной формациям, каждая из которых отвечает различным стадиям геологического развития района, различным условиям первичного осадконакопления и соответственно характеризуется специфическими особенностями литологического состава, его петрохимическим и геохимическим своеобразием и определенной рудоносностью.

Петрохимические особенности наиболее ранней вулканогенно-сланцевой формации глушихинского комплекса и нижней части панимбинской свиты, распространенных преимущественно в западной, приенисейской зоне Енисейского кряжа, характеризуются пониженными содержаниями K_2O , повышенными концентрациями MgO , CaO , а также SiO_2 . По данным проведенных исследований, вулканогенные породы западного склона Енисейского кряжа представляют собой производные недифференцированных и потому очень однородных лав толеит-базальтового состава с отчетливо выраженным известково-щелочным уклоном, характерным для ранней стадии эвгеосинклиналей. Продукты вулканизма металипарит-андезито-базальтовой ассоциации по геологическому положению, петрографическим особенностям и химизму могут быть отнесены к более дифференцированной андезитовой (андезито-базальтовой) формации, характерной для островных дуг и завершающих этапов развития геосинклиналей [Кузнецов, 1964]. На основе указанных петрохимических особенностей вулканитов западного склона Енисейского кряжа можно предполагать, что земная кора в пределах этой зоны первоначально, по-видимому, была близкой к коре океанического типа.

Средняя часть первого осадочного ритма, сложенная известняками панимбинской и дербинской свит, представляет собой типичную вулканогенно-карбонатную и автохтонную карбонатную формации, образованные главным образом химическими осадками, выпавшими из вод морского бассейна, и лишь в незначительной степени — обломочными породами, образовавшимися за счет размывов местных поднятий.

Главная масса карбонатных пород относится к слабомагнезиальным (до 4,5% MgO) известнякам (40–55% CO_2) с небольшой терригенной примесью (2–10% свободной SiO_2). Преобладают практически чистые известняки (до 1% MgO и 52% CaO), что вместе с незначительным количеством терригенной примеси (до 5% свободной SiO_2) указывает на отдаленность береговой линии, сравнительно глубоководные и спокойные условия карбонатонакопления. В составе терригенной примеси и в слоях глинистых пород среди известняков соотношение K_2O/Na_2O близко к единице при незначительном преобладании K_2O , а в нижних частях разреза карбонатных толщ Na_2O преобладает над K_2O . Указанные петрохимические особенности терригенной примеси карбонатных пород и особенно глинистых и обломочных пород, подчиненных известнякам, свидетельствуют, с одной стороны, о несомненной связи этого материала и этих пород с постепенно затухающим вулканизмом раннепротерозойского времени, а с другой — именно вследствие этого затухания — о резком снижении объемов поступающего обломочного материала и возрастания роли процессов переработки и переотложения продуктов ранних стадий осадконакопления, характерных для поздних этапов развития геосинклиналей.

Для карбонатных пород верхней части первого осадочного ритма (свита хребта Карпинского) характерно увеличение содержания MgO и появление доломитистых известняков и доломитов, а для глинистых пород — возрастание глиноземного модуля (до 80–110%), щелочей и резкое (в 5–20 раз) преобладание K_2O над Na_2O . Литологические и текстурные особенности пород свиты хребта Карпинского указывают на принадлежность их к терригенно-сланцевой, близкой к аспидной, и терригенно-карбонатной формациям, отлагавшимся в момент общих замедленных нисходящих движений, сопровождавшихся образованием поднятий, сложенных вулканогенно-осадочными толщами глушихинского комплекса и панимбинской свиты, внутри геосинклинальной области. Размыв этих поднятий главным образом компенсировал осадконакопление. Вместе с тем резкий сдвиг

суммы щелочей в пользу K_2O в осадках свиты хребта Карпинского отмечает начало поступления в бассейн седиментации продуктов разрушения кислого материала гранитов, что связано, как показал А.Б. Ронов [1980], с началом отмирания геосинклиналей и усиленной переработкой терригенного материала шитов. Это очень важный момент в геологической истории Енисейского края, отмечающий переход края к платформенному развитию гораздо ранее, чем считают большинство исследователей этого региона.

Нижняя часть второго осадочного ритма в Енисейском крае начинается глинистыми, хлоритоидными, алевроито-глинистыми сланцами и известняками пенченгинской свиты, несогласно залегающими на осадочно-метаморфических и интрузивных породах панимбинской свиты и свиты хребта Карпинского. На подстилающих породах, как правило, развита мощная кора химического выветривания, особенно ярко выраженная в местах залегания свиты на "древних" гранитоидах Чиримбинского массива. Петрохимические особенности глинистых пород пенченгинской свиты указывают на присутствие в их составе двух разновидностей, заметно отличающихся как по источнику обломочного материала, так и по условиям залегания отложений. Первая из них представляет собой богатые каолинитом высокоглиноземистые продукты латеритной (?) коры выветривания, отлагавшиеся на наиболее ранних стадиях размыва этой коры. Вторая группа глинистых пород представляет собой, по-видимому, либо относительно плохо сортированные осадки мелководных или меньших по площади бассейнов седиментации, либо продукты размыва уже не зрелой коры выветривания, а непосредственно коренных пород питающих провинций.

Петрохимические особенности карбонатных пород верхней части пенченгинской свиты характеризуются значительным возрастом терригенной примеси (SiO_2 до 15–20%) и снижением глиноземного модуля до 50–60%, что свидетельствует о поступлении в бассейн седиментации позднепенченгинского времени больших масс терригенного материала и о возрастании в нем роли кластогенных обломков полевых шпатов и кварца. Об этом же свидетельствует и примерно равное соотношение K_2O и Na_2O , резко отличающееся известняки пенченгинской свиты от известняков свиты хребта Карпинского. Указанные петрохимические особенности пород пенченгинской свиты подтверждают их принадлежность к образованиям платформенного ряда.

Нижней части второго осадочного ритма соответствуют также отложения туруханского комплекса. Петрохимические особенности терригенных пород нижней части туруханского комплекса характеризуются низкими значениями свободной SiO_2 (32–35%), глиноземного модуля (50–60%) и незначительным преобладанием K_2O над Na_2O . В аргиллитах верхней части комплекса содержание свободной SiO_2 возрастает до 38–42%, глиноземный модуль — до 70–80% и особенно резко возрастает роль K_2O в сумме щелочей, в результате чего отношение K_2O/Na_2O достигает 15–25. Величина глиноземного модуля карбонатных пород верхней части туруханского комплекса несколько меньше, чем в глинистых породах, и практически одинакова с модулем песчаников, что указывает на существенно аркозовый характер обломочного материала питающих провинций. Характерно также повторение особенностей состава и соотношения щелочей в терригенной примеси известняков с особенностями глинистых пород соответствующих свит, подчеркивающее единство источников обломочного материала при формировании разнофациальных пород комплекса. Появление больших количеств K_2O в породах туруханского комплекса связано с появлением олигомиктовых кварцево-плагиоклазовых и кварцево-микроклиновых песчаников и гравелитов, отвечающих, несомненно,

эпохе интенсивного выветривания и размыва гранитных массивов на континенте.

Верхняя часть второго осадочного ритма в Енисейском крае представлена сланцевыми породами кординской, горбилокской и удерейской свит, ритмично слоистыми алеврито-глинистыми сланцами и песчаниками погорюйской свиты, а также мергелями и известняками аладинской свиты сухопитской серии. Непрерывность стратиграфического разреза отложений кординской—аладинской свит, постепенные переходы главнейших типов пород свит друг в друга, минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности пород сухопитской серии указывают на то, что формирование комплекса пород сухопитской серии происходило в едином цикле геологического развития региона, начавшегося трансгрессией кординского времени и продолжавшегося сначала на фоне прогибания дна бассейна осадконакопления (горбилокское—удерейское время), затем — некоторой стабилизации его (погорюйское время) и последующего нового углубления (время аладинской свиты), прерванного резким воздыманием и накоплением терригенно-сланцевых пород базальных слоев залегающей выше тунгусикской серии. Петрохимические особенности глинистых пород и песчаников сухопитской серии также указывают на генетическое единство осадочного материала пород кординской — погорюйской свит и поступление его из одних и тех же источников. Все сланцы этой серии характеризуются значительным содержанием SiO_2 и сравнительно постоянным соотношением щелочей, а также кальцевой и магниезально-железистой составляющих, низким содержанием CaO и отсутствием свободного карбоната, высоким содержанием алюмосиликатов и щелочей при примерно равном соотношении Na_2O и K_2O .

Третьему осадочному ритму в Енисейском крае отвечают карбонатно-терригенные отложения потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит тунгусикской серии, распространенные главным образом на восточной окраине края. По петрохимическим особенностям составов породы тунгусикской серии близки соответствующим породам сухопитской серии, однако в сланцах потоскуйской свиты значительно возрастает глиноземный модуль (до 115%) и довольно заметно смещается отношение окислов в сторону резкого увеличения превосходства количества K_2O над Na_2O , а также MgO над CaO . Характерно также возрастание общей железистости пород до 10—12% (Fe_2O_3 валовое значение) и падение ее в аргиллитах шунтарской свиты до 3,5—5%, с одновременным преобладанием Fe_2O_3 над FeO . Отмеченные петрохимические особенности пород тунгусикской серии могут свидетельствовать, по-видимому, о непрерывности осадочного процесса, сохранении основных черт палеогеографии, питающих провинций и состава терригенного материала на протяжении всего сухопитско-тунгусикского времени осадконакопления.

Таким образом, изменяющиеся во времени условия осадконакопления в докембрии западного обрамления Сибирской платформы отразились на химическом составе однотипных, но разновозрастных отложений.

Стабилизация тектонического режима и тенденции в изменении климата к общей его гумидизации в областях сноса привели в разрезе докембрия к возрастанию химической зрелости метааргиллитов от нижнего к верхнему протерозою. Это находит выражение в увеличении (вверх по разрезу) значений частной глиноземистости и отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$.

Отношения B/Ga и Sr/Ba в глинистых породах и в глинистой фракции из терригенных и карбонатных пород, наряду с данными текстурного анализа, свидетельствуют о господстве для всего времени накопления ниже-верхнепротерозойских отложений мелководных, прибрежно-морс-

ких условий осадконакопления, которые в позднем протерозое сменяются условиями, близкими к континентальным.

Наиболее восстановительные условия в древних бассейнах существовали в раннем — среднем протерозое. Для позднего протерозоя характерны окислительные обстановки осадконакопления.

От раннего протерозоя к позднему увеличивалась роль источников питания, расположенных на востоке, в пределах древней Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы: (Геологин и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.
Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли: (Количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 79 с.

УДК 549:551.71/732.2 (571.5)

Т.И. ГУРОВА, К.С. КОНДРИНА, Л.С. ЧЕРНОВА

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В РИФЕЙ-ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Решение вопроса о происхождении и эволюции терригенно-минералогических компонентов во времени и пространстве позволяет в значительной степени уточнить исторический ход осадочного процесса на определенных этапах геологического времени.

Изучался состав терригенных минералов легких и тяжелых фракций в отложениях рифей-венда-нижнего кембрия южной части Сибирской платформы. Учитывалось, что минералогический состав осадочных пород зависит от многих факторов, и прежде всего от содержания минералов в исходном терригенном материале и его гранулометрической размерности, связанных с составом материнских пород и степенью их выветрелости, а также от процессов естественного шлихования осадка, обусловленного гидродинамической средой переноса и осаднения обломков в седиментационном бассейне.

В результате исследований отчетливо выявилось наличие изменений в составе аллотигенных акцессорных минералов в отложениях рифей в отличие от венда. Так, в пределах Присяжно-Енисейской синеклизы максимальное содержание эпидота, анатаза характерно для пород позднего докембрия, а рудных минералов — для отложений венда [Пода и др., 1978]. В южной части Сибирской платформы в отложениях рифей по сравнению с вендом повышено содержание циркона, меньше — рутила [Гурова и др., 1980].

Наметились четкие изменения в составе аллотигенных минералов в терригенных рифей-вендских отложениях Ботуобинского нефтегазоносного района. Для пород талахской пачки рифей характерен эпидот-циркон-магнетит-ильменитовый с зеленой роговой обманкой терригенно-минералогический комплекс. Залегающий выше харыстанский горизонт имеет иной комплекс — гранат-шпинель-турмалин-магнетит-ильменит-цирконо-

вый с эпидотом, а ботуобинский — магнетит-ильменит-турмалин-цирконовый с гранатом и зеленой роговой обманкой. Среди породообразующих компонентов песчаных отложений венда выявлено увеличение количества зерен кварца и уменьшение количества обломков пород в сравнении с породами рифея. В последних часты прослои полимиктовых рзностей.

Установлено, что основной фон среди терригенных акцессорных компонентов в отложениях вендского комплекса создает резкое преобладание весьма устойчивых и устойчивых в отношении химического выветривания минералов. Их различные сочетания в совокупности с неустойчивыми компонентами позволили выделить в изученных отложениях 10 терригенно-минералогических комплексов: рудный (магнетит-ильменитовый); циркон-турмалин-рудный; рудный с неустойчивыми компонентами; циркон-турмалин-эпидот-рудный; турмалин-цирконовый с эпидотом; турмалин-цирконовый с гранатами; турмалин-цирконовый с неустойчивыми минералами; рудно-турмалин-цирконовый с неустойчивыми минералами; рутил-турмалин-цирконовый с неустойчивыми минералами и рудно-циркон-турмалиновый. В четырех из установленных комплексов преобладают рудные минералы, в пяти — циркон и в одном — турмалин.

Отчетливо проявляется разный характер распространения терригенно-минералогических комплексов в различных частях седиментационного бассейна. В Присаяно-Енисейской синеклизе в тяжелых фракциях пород доминируют рудные минералы, на юго-западе Ангаро-Ленской ступени в рудный комплекс включаются неустойчивые компоненты, в восточных районах Ангаро-Ленской ступени и на Непско-Ботуобинской антеклизе главенствующее значение имеет циркон с подчиненным, но постоянным присутствием неустойчивых компонентов.

Прослежены зоны распространения пород с различными терригенно-минералогическими комплексами в региональном плане. Подтверждено существование в венд-кембрийское время нескольких питающих провинций с различным составом материнских пород разной степени выветрелости. Вблизи питающих провинций терригенно-минералогические комплексы имеют более индивидуальные черты, которые нивелируются к срединным частям бассейна, где накапливались более стойкие компоненты.

В результате сравнения карт микрофаций времени накопления осадков и карт распределения в породах терригенно-минералогических комплексов в большинстве случаев отмечено совпадение их контуров. Каждая из микрообстановок имеет свои характерные признаки, выражающиеся в изменении литологического состава разреза, текстурных и структурных особенностях пород, терригенно-минералогических комплексах. Так, отмечено, что в песчаных отложениях направленных палеотечений снизу вверх по разрезу состав акцессорных компонентов усложняется, устойчивый циркон-турмалин-рудный комплекс существенно обогащается появлением неустойчивых компонентов. Песчаные осадки вендского комплекса Большеокинской площади, отнесенные нами к авандельтовым, характеризуются по разрезу постоянным циркон-турмалин-эпидот-рудным комплексом материалов, а в баровом типе осадков ряда разрезов ботуобинского горизонта Среднеботуобинской площади намечается снизу вверх по разрезу уменьшение количества зерен турмалина, полевых шпатов при некотором увеличении количества зерен гранатов, кварца.

Распределение терригенного материала в седиментационном бассейне определялось разными факторами. Важную роль при этом играл принцип гидравлической эквивалентности. При этом к местам колебания гидродинамики среды весьма чувствительны рудные минералы с удельным весом более $4,5 \text{ г/см}^3$. Не случайно обогащение ими осадка отмечается

вблизи источника сноса. Циркон — более мелкозернистый, чем рудные минералы, и в результате накапливается на некотором удалении от источника сноса. Минералы группы эпидота и амфиболов (удельный вес менее $3,5 \text{ г/см}^3$) слабо устойчивы в отношении химического выветривания. С одной стороны, они подвержены выветриванию во время транспортировки, с другой — могут разноситься на значительные расстояния и участвовать в смешении терригенного материала разных питающих провинций.

В ходе эволюции на протяжении рифей-венд-раннекембрийского времени в составе терригенных компонентов наблюдаются определенные изменения; среди них: постепенное усложнение (снизу вверх) минералогического состава породообразующей и акцессорной частей пород, увеличение количества неустойчивых компонентов для разных районов на разных рубежах рассматриваемого времени.

Среди нижнекембрийских карбонатных и галогенно-карбонатных отложений в южной части Сибирской платформы изучены преобразженский, усть-кутский, юряхский и осинский горизонты, сложенные карбонатными породами. Максимальное содержание нерастворимого остатка характерно для пород преобразженского и усть-кутского (более 50%), минимальное — для осинского (менее 8%) горизонтов.

Изучение нерастворимого остатка карбонатных пород указанных горизонтов показало, что среди их легких фракций (удельный вес менее $2,9 \text{ г/см}^3$) резко преобладают зерна кварца, особенно в карбонатах осинского и юряхского горизонтов. Среди аллотигенных акцессорных минералов снизу вверх по разрезу нижнего кембрия наблюдается периодичность в накоплении устойчивых и неустойчивых минералов. Так, в породах подошвы преобразженского горизонта отмечается повышение роли неустойчивых компонентов, их количество снижается в карбонатах усть-кутского горизонта, затем возрастает в породах подосинской пачки, вновь снижается в осинском горизонте. Таким образом, при преобладании в рассматриваемых известняках и доломитах устойчивых в отношении химического выветривания компонентов, что согласуется с карбонатным составом осадков, намечаются периоды накопления относительно низкозрелых осадков, сменявшиеся периодами, когда формировались относительно более зрелые осадки.

Восстановление хода накопления терригенных компонентов определенного гранулометрического и минералогического состава во времени и пространстве имеет определенный практический интерес для нефтегазопроисковых работ. Так, резкая смена терригенно-минералогических компонентов по разрезу отложений свидетельствует о литологическом несогласии, возможном перерыве в осадконакоплении, а вблизи границ резкой смены терригенно-минералогических комплексов в плане могут существовать условия, благоприятные для формирования литологических ловушек нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

- Гурова Т.И., Кондрина К.С., Яковенко Ф.Н. Терригенно-минералогические комплексы пород нижнемелотской подсвиты юга Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГиМС, 1980, вып. 280, с. 27–32.
- Пода А.Г., Богданова В.Н., Сафронова И.Г. Литологическая характеристика и коллекторские свойства отложений позднего докембрия и нижнего кембрия При-саяно-Енисейской нефтегазоносной области. — Тр. СНИИГГиМС, 1978, вып. 261, с. 29–38.

МОБИЛЬНОСТЬ РЕЛЬЕФА ДНА БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Распределение алевро-песчаных пород-коллекторов нефти и газа обусловлено и контролируется особенностями среды седиментации, которые, в свою очередь, определяются морфологией дна бассейна осадконакопления. Коллекторы и ловушки как природные резервуары для углеводородов образуются в границах определенных форм рельефа. Изучение палеорельефа бассейна формирования продуктивных толщ проводится как дополнение к комплексу геолого-геофизических методов с целью создания моделей залежей по отдельным месторождениям, выяснению закономерностей их строения. Структурно-палеогеоморфологическими исследованиями выявляются унаследованность в развитии структурных элементов и их прямая выраженность в рельефе различных геохронологических уровней, что может быть использовано при изучении сложно построенных продуктивных толщ, например нефтегазоносных.

На территории Западно-Сибирской плиты выделяются два этажа нефтегазоносности, которые расчленяются на 33 комплекса трех типов¹. Как известно, толщи, продуктивные на нефть и газ, характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Пласты-коллекторы сложены песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, но, как правило, в них присутствуют маломощные слои и мелкие линзы алевро-глинистых и глинистых пород. В пластах-покрышках существенно глинистого состава обязательно наблюдаются линзочки мелко- и разноместного алевролита.

Неоднородное линзовидное строение и соответственно колебания коллекторских свойств обусловлены в основном двумя факторами: гидродинамикой и палеорельефом бассейна седиментации. Построенные схемы временных срезов по ряду поверхностей продуктивных толщ наглядно иллюстрируют, что особенности развития палеорельефа приводят к изменению литолого-фациального состава отложений (рис. 1,2). Геоморфологическая выраженность дна бассейна оказывала влияние на характер донных течений и волнений, способствующих накоплению более крупнозернистых осадков на возвышенностях дна, которые являются как бы зародышами аккумулятивных форм в прибрежной и мелководно-морской зонах бассейна седиментации. Осадки формировались в условиях расчлененного рельефа дна бассейна, причем на гранулометрию осадков влияют не столько абсолютные глубины, сколько относительные превышения и конфигурация рельефа дна.

Размещение алевро-песчаных пород во многом определяется гидродинамикой среды, режим которой, в свою очередь, обусловлен рельефом дна бассейна седиментации. Все изменения морфологии подводных валов и подвижности (энергии) водной среды сопровождаются дифференциацией осадков по гранулометрическому составу. Осадки, сформированные в условиях активных водных потоков с высокими скоростями течений и характеризующиеся грубозернистым составом, слагают положительные формы рельефа. В зонах со спокойным гидродинамическим режимом при незначительных скоростях течения или даже при его отсутствии формируются преимущественно тонкозернистые осадки. Неустойчивый гидроре-

¹ См.: Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М.: Недра, 1975. 680 с.

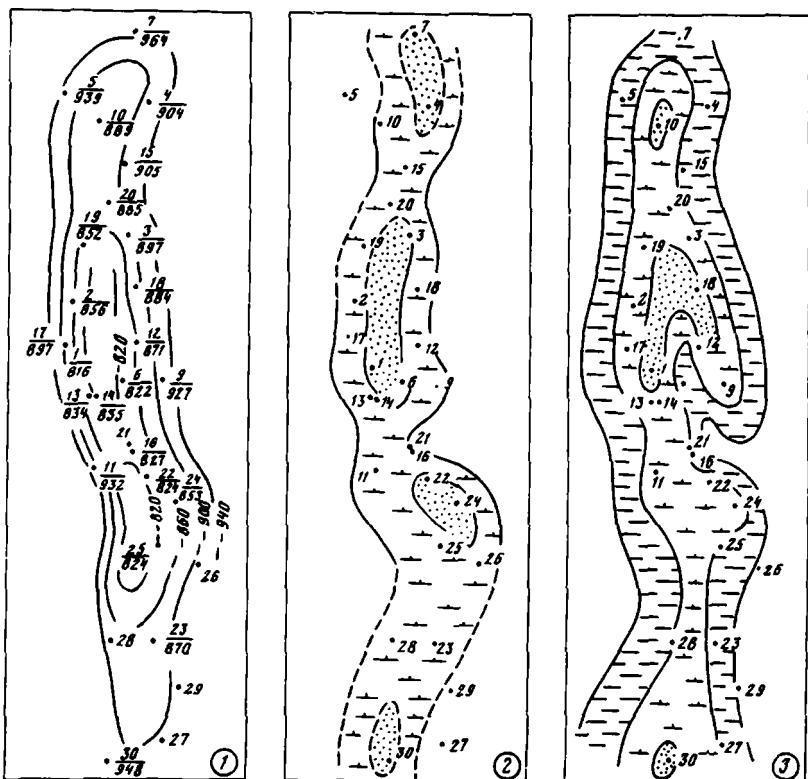
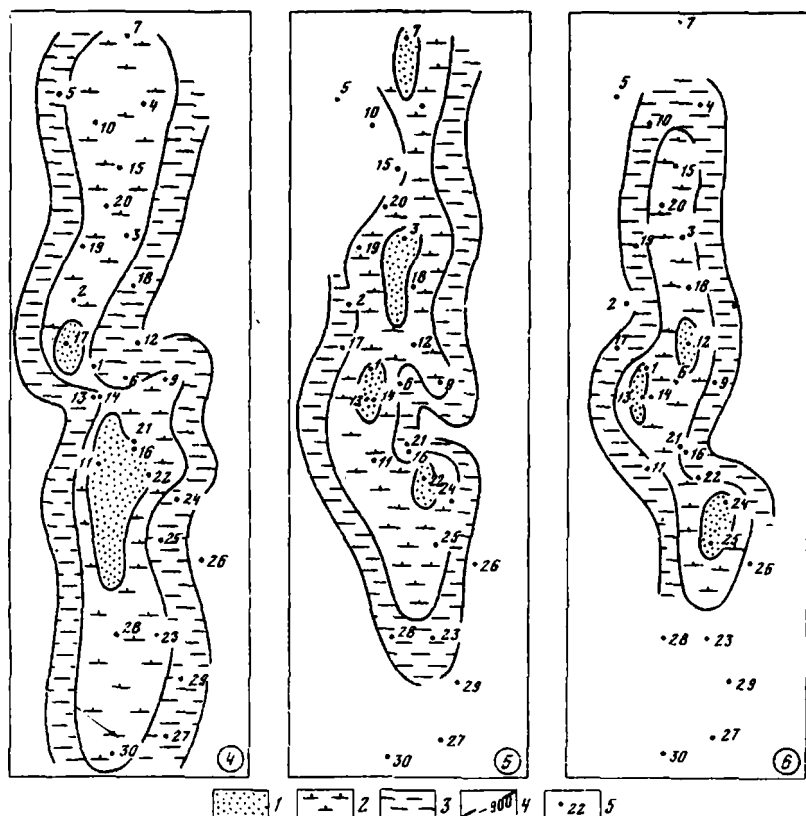


Рис. 1. Схемы-срезы распространения проницаемых и глинистых пород в сеноманских отложениях Южно-Русского месторождения

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — изолинии глубин кровли сеномана; 5 — скважина и ее номер (на структурной карте под номером скважины указана глубина до кровли сеномана). Цифры в кружках: 1 — структурная карта по кровле сеномана; 2 — срез по кровле сеномана; срезы ниже кровли сеномана на: 3 — 30 м, 4 — 50 м, 5 — 80 м, 6 — 100 м

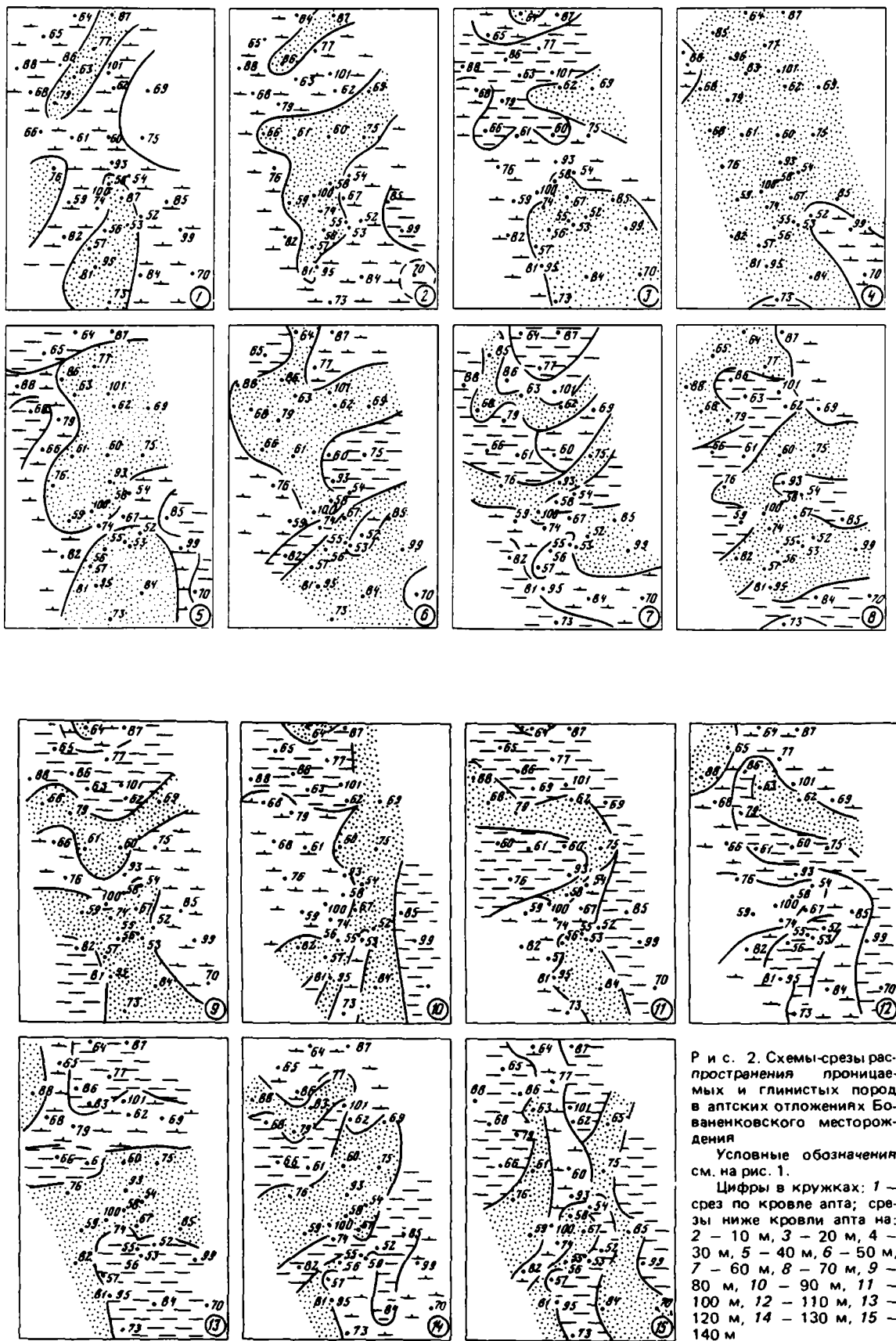
жим выражается в частом переслаивании песчаного, алевроитового и глинистого материала.

Однако из рассмотрения схем-срезов следует, что палеорельеф во времени (по разрезу), особенно в мелководно-морской и прибрежной зонах, не является постоянным. Например, в кровле сеномана в районе скв. 22 и 24 на Южно-Русском месторождении вскрыты песчаные породы, на 30 м ниже — алевролиты, на глубине 50 м от кровли сеномана, в скв. 24, — глины, на глубине 80 м, в скв. 22, — песчаники, а в скв. 24 — алевролиты; на глубине 100 м, — в скв. 24 и 25, — песчаники, а в скв. 22 — алевролиты (см. рис. 1). Следовательно, на рассматриваемом участке положительная форма рельефа (скв. 24 и 25) на глубине 100 м ниже кровли сеномана через промежуточную ложбину на уровнях 50 и 30 м к концу сеноманского века переместилась севернее, в район скв. 22 и 24. Характерно изменение палеорельефа в районе скв. 12, где на месте вала (уровень 100 м) образовалось понижение (на уровне 50 м), сложенное глинами и окаймляющее структуру с запада и востока. Выше эта полоса сужается и переходит в



относительное повышение рельефа дна бассейна седиментации с четырьмя обособленными валами в кровле сеномана. Аналогичность конфигурации структурного плана по кровле сеномана и схем-срезам по нижележащим поверхностям отражает конседиментационный рост данной структуры.

Еще большую расчлененность и мобильность рельефа дна бассейнов седиментации в аптское время отражают схемы-срезы по разрезу продуктивной толщи Бованенковского месторождения (см. рис. 2). Рассмотрение схем-срезам на уровнях 100–140 м ниже кровли наглядно подтверждают высказанное положение. Относительно повышенные или пониженные участки дна бассейнов седиментации то меняют конфигурацию, то разъединяются на более мелкие, то вообще на месте валов образуются впадины, и наоборот (район скв. 88). Некоторая стабилизация намечается в районе скв. 56 и 57, где с момента, соответствующего уровню 90 м (ниже кровли), и до конца аптского времени существовала положительная форма, хотя и непостоянной конфигурации (то расширяясь, то сужаясь). На уровне 60 м, в районе скв. 54 и 58, отмечается впадина, а от нее через небольшой перегиб (скв. 100) ответвляется другое понижение (скв. 74 и 82) в юго-западном направлении. На уровне 50 м к северу от скв. 56, 57 и 67 существовала локальная впадина, сложенная глинами и расширяющаяся на восток. Этой ложбиной разъединяются северный и южный валы. На уровне 30 м отложения песчаных осадков в значительной мере выровняли пересечен-



Р и с. 2. Схемы-срезы распространения проницаемых и глинистых пород в аптских отложениях Бованенковского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 1.

Цифры в кружках: 1 – срез по кровле апта; срезы ниже кровли апта на: 2 – 10 м, 3 – 20 м, 4 – 30 м, 5 – 40 м, 6 – 50 м, 7 – 60 м, 8 – 70 м, 9 – 80 м, 10 – 90 м, 11 – 100 м, 12 – 110 м, 13 – 120 м, 14 – 130 м, 15 – 140 м

ность рельефа, а выше снова палеорельеф более расчлененный и конфигурации песчаных валов изменяются.

Итак, различная морфология, мобильность и стабильность положения отдельных участков рельефа дна бассейнов седиментации и гидродинамики среды отражаются на распределении алевро-песчаных пород по площади. С помощью схем-срезов выявляется геометрия пластов-коллекторов. Анализ палеоморфоструктурных особенностей нефтегазоносных толщ позволяет рекомендовать использование их на разных этапах геологических работ. Учет палеоморфоструктурных факторов при региональных исследованиях может помочь в определении зон нефте- и газогенерации, при детальных поисково-разведочных работах на нефть и газ позволит вести их более эффективно. Наконец, в ходе разработки месторождений палеогеоморфологические данные в комплексе с геолого-геофизическими материалами необходимо учитывать при рациональной расстановке эксплуатационных скважин, конкретизации места и глубины их заложения.

УДК 549.095.1:551.7:552.52 (474)

З.А. ПИРРУС

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩАХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПРИБАЛТИКИ (применительно к проблеме эволюции осадочного процесса)

Для выявления особенностей эволюции осадочного процесса можно использовать различные подходы и методические приемы. Среди них определенное место занимает комплексное изучение аутигенных минералов осадочных пород, результаты которого позволяют существенно уточнить основные физико-химические параметры среды формирования осадочных пород в геологическом прошлом. В последние годы в связи с развитием осадочной геологии докембрия все больше и больше появляется высказываний в пользу того, что большинство осадкообразующих процессов, присущих фанерозою, было таким же уже в далеком докембрии и не претерпевало принципиальных изменений при переходе от докембрия к палеозою. Такая концепция, преувеличивающая, по-видимому, универсальность основных процессов осадкообразования в геологической истории Земли, вызывает возражения и с точки зрения общей теории литогенеза, разработанной в трудах Н.М. Страхова [1963 и др.]. Дискуссионность этой проблемы требует "опускания" предмета литологии внутрь метаморфизированных толщ докембрия или по крайней мере до кровли их, чтобы выявить надежные геологические реперы конкретных обстановок древнего литогенеза.

Относительно аутигенного минералообразования весьма удачным объектом исследования является разрез венда и кембрия Прибалтики, где соответствующие отложения представлены постседиментационно малоизмененными глинистыми толщами, в которых первичные аутигенные минералы хорошо консервировались и где они благодаря выдержанному гумидному типу литогенеза представлены богатой и разнообразной гаммой. Кроме того, ввиду хорошей доступности отложений и проведенных на них целенаправленных комплексных исследований именно в этом регионе создана надежная стратиграфическая и фациально-палеогеографическая основа для проведения специальных литогенетических исследований вендского и кембрийского этапов осадконакопления. Исходя из этого, Институт геологии

АН Эстонской ССР начиная с 1975 г. проводит систематическое изучение особенностей аутигенного минералообразования в этих древних терригенных толщах. Хотя соответствующий цикл исследований к настоящему времени еще не завершен, некоторые полученные результаты могут представить интерес уже сейчас при рассмотрении общих вопросов эволюции осадочного породообразования.

Так, в вендских отложениях северо-запада Восточно-Европейской платформы, а именно в котлинской свите Прибалтики, широко распространяется сидеритовая минерализация в виде слое- или линзовидных конкреций в сероцветных глинах с богатой вкрапленностью растительной органики. Анализ всего геологического материала по этой минерализации [Пиррус, 1981] показал, что основными предпосылками данного процесса являются три фактора: 1) несколько опресненный режим осадконакопления, в котором не было условий фиксации восстановленного железа в обычных минеральных формах нормально-морского диагенеза — в глауконите и пирите; 2) наличие большого количества органического материала, в данном случае растительного детрита, которое создало необходимый баланс CO_2 в осадке; 3) аномально быстрый темп глинонакопления, что подтверждается подсчетом сезонных ритмов в наложении глин. Нетрудно заметить, что все перечисленные факторы играют решающую роль и в главном процессе осадочного сидеритообразования фанерозоя — при формировании паралических угленосных формаций. Следовательно, сидеритообразование могло реализоваться по такой принципиальной схеме уже в вендское время, довольно удаленное от момента появления наземной растительности. Аномальная вспышка вендской водорослевой флоры в котлинском бассейне лишь возбудила и фиксировала этот процесс в конкретном разрезе.

Изучение пестроцветных глинистых толщ верхнего венда Прибалтики показывает, что основные процессы глеевого катагенеза, свойственные красноцветным толщам фанерозоя [Перельман, 1968], представлены уже в верхнем венде в типичном виде. При оглеении из глинисто-алеавитовых толщ с первичным тонкодисперсным гематитовым пигментом по более грубозернистым прослоям и гнездам интенсивно выносятся железо — его содержание уменьшается в оглеенных участках в 2–7 раз. Мобилизуются и некоторые микроэлементы, однако закономерности перераспределения их весьма сложны, как это уже отмечалось [Борисенко, 1980]. Наибольший интерес в изменении данных пород представляет тот факт, что все позднейшие процессы аэрации отложений сопровождаются не формированием последующей генерации гематита, а выделением почти исключительно гётитовой охры, которая пигментирует как сероцветные, так и первично-красноцветные породы. Это обстоятельство свидетельствует о том, что вторичное окисление бассейновых отложений в результате кратковременного выхода их из-под воды происходило в несколько иных физико-химических условиях, чем образование исходного красноцветного материала в корях выветривания континентов. Решающими факторами здесь, очевидно, были повышенная влажность окисляемых отложений и большие темпы окисления вообще.

Образование больших масс тонкодисперсного гётита отмечается также в поздневендской и кембрийской региональных корях выветривания, иногда на фоне почти полного отсутствия явлений гидролиза по силикатным минералам [Менс, Пиррус, 1970]. Это свидетельствует о том, что, несмотря на вероятную обедненность вендо-кембрийской атмосферы Земли кислородом по сравнению с более поздними периодами, она оказывала сильно окисляющее действие на породы даже в случае кратковремен-

ного соприкосновения с ними. Возможно, в ней важную роль играла еще озоновая форма кислорода.

Среди нормально-морских отложений раннего кембрия Прибалтики фиксируется одна из древнейших проявлений бурых оолитовых руд железа. Рудоносный комплекс отложений имеет протяженность более 600 км в меридиональном направлении и не менее 100–150 км — в широтном. Анализ геолого-минералогического материала данного уровня показывает, что, несмотря на образование рудных пластов в гидродинамически активных условиях, они все же тяготеют к самой пелагической части водоема — к зоне накопления наиболее тонкодисперсных глинисто-алевритовых отложений. По периферии этой зоны в пределах узкой полосы гётитовые оолиты замещаются сидеритом и шамозитом, а при переходе к прибрежным фациям — к зоне накопления отсортированных алевролитов — рудная минерализация исчезает полностью. В зоне наибольшего современного погружения соответствующих слоев кембрия на юге Литовской ССР, а также на севере Польши иногда наблюдается импрегнация рудоносного комплекса пород вторичным гематитом. По вертикальному разрезу отмечается отрицательная корреляция между гётитовыми рудами и обычными индикаторами нормально-морского диагенеза — глауконитом и пиритом. Это обстоятельство вместе с находками сидеритов в более удаленных районах Польши позволило нам выдвинуть гипотезу о региональном эпизодическом опреснении раннекембрийского моря Прибалтики, что и могло служить предпосылкой для образования тут гётитовых рудных пластов [Арень и др., 1981]. Подробно механизм формирования оолитовых руд еще не выяснен — эти вопросы находятся в стадии разработки, однако сравнение данного рудопроявления с другими фанерозойскими оолитовыми рудами данного типа, несомненно, позволяет дополнить существующие представления об эволюции условий оолитового рудообразования в истории Земли.

Широко представленный в разрезе нижнего кембрия Прибалтики глауконит является в свете имеющихся материалов менее информативным для выявления общих проблем эволюции осадочного процесса. Особенности морфологии гранулярной формы этого минерала свидетельствуют о формировании глауконита на стадии раннего диагенеза глинистого осадка, откуда зерна его часто перемывались и перебрасывались в слои окончательной фиксации [Рятсеп, 1981]. Поэтому разные морфологические типы зерен встречаются спорадически по всему разрезу и не служат надежными показателями конкретных обстановок глауконитообразования. Внимания заслуживает только появление, начиная с подошвы кембрия, глауконитовых биоморфоз, заполняющих первичные пустоты древних организмов.

Диагенетическая бисульфидная минерализация железа в глинистых толщах венда и кембрия очень богата и разнообразна по своим формам, однако отсутствие хороших обзоров по этим минералам на других возрастных уровнях не дает возможности для сравнительных сопоставлений и, следовательно, для использования этих минералов в интересах освещения проблем эволюции осадконакопления. Отметим лишь, что в рассматриваемом разрезе преобладает пирит; марказит присущ в основном позднему, в частности катагенетическому, генерациям сульфидов. Сульфиды ранних стадий образования обогащены многими микроэлементами, в то время как катагенетические генерации явно обеднены ими. Все сульфидопроявления в разрезе, включая и хорошо ограниченные самостоятельные кристаллы, представлены фактически цементационным типом минерализации — они содержат существенную долю (20–30%) первичного силикатного скелета вмещающих отложений.

Фосфатная минерализация появляется в разрезе Прибалтики, начиная

с подошвы кембрия, и представлена тремя формами — биогенной, хемогенно-диагенетической и галечно-конкреционной. Биогенный фосфат в этих отложениях является древнейшим в истории осадкообразования, ибо представлен фосфатным детритом древнейших скелетообразующих организмов — брахиопод, трилобитов и хиолитообразных. Галечно-конкреционная и хемогенная формы имеют аналоги и в более древних образованиях.

Специфическим процессом для позднего венда может оказаться обширная шамозитизация глинистой составляющей отложений, признаков которой обнаруживается все больше в связи с усовершенствованием арсенала диагностики этого минералопроявления. Кроме первой находки шамозита в верхах поздневендского разреза Ленинградской области [Пиррус, 1973], сейчас установлена интенсивная шамозитизация пород в маломощных останцах вендских глин в зоне их перекрытия кембрийскими отложениями в Западной Эстонии, а также в котлинской свите в районе ее наибольших мощностей в районе Ленинграда. Возможно, что эти явления обусловлены отсутствием других возможностей фиксации закисных форм железа в несколько аномальных условиях вендского осадконакопления, происшедшего, по нашему мнению, при несколько опресненном режиме в крупных седиментационных бассейнах. Возможности использования этой минерализации в качестве эволюционного репера осадочного процесса в более общем плане сейчас затруднены недостаточной документацией этих явлений как в более молодых, так и в более древних отложениях. Такие шамозитопроявления несомненно требуют тщательной регистрации и исследования в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

- Арень Б., Пендзион К., Пиррус Э. Диагенетический сидерит в отложениях нижнего кембрия Польши и стратиграфическое значение этой минерализации. — Изв. АН ЭССР. Геология, 1981, т. 30, № 1, с. 1—6.
- Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах пестроцветной формации. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ламинаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. II. Характеристика химико-минералогических изменений и условия образования. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1970, т. 19, № 1, 84—89.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов: (Зона гипергенеза). 3-е изд. М.: Недра, 1968. 331 с.
- Пиррус Э. Находка шамозита в поздневендских отложениях Ленинградской области. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1973, т. 22, № 1, с. 58—64.
- Пиррус Э. Сидеритовая минерализация в котлинской свите — характерный процесс диагенеза в поздневендских глинах. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1981, с. 56—75.
- Рятсел М. К. морфологии зерен глауконита в нижнекембрийских отложениях Северной Прибалтики. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1981, с. 78—90.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ОРДОВИКЕ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Одной из наиболее крупных тектонических структур Северо-Восточного Казахстана является Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, представляющий собой сложно построенное складчатое сооружение северо-западного простирания, протянувшееся на сотни километров почти до южной оконечности Западно-Сибирской плиты. Карбонатонакопление на протяжении длительной истории геологического развития этой структуры происходило неоднократно, но особенно интенсивно оно проявилось в ордовике. Во второй половине 70-х годов нами проводилась ревизия карбонатных толщ ордовика в пределах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория с целью оценки их перспективности на палеозойские бокситы. В процессе выполнения этой работы всестороннему литолого-петрографическому и минералого-геохимическому изучению подверглись ордовикские рифогенные известняки, протянувшиеся в виде двух прерывистых полос вдоль северо-восточного и юго-западного крыльев мегантиклинория. Формирование этих известняков в течение ордовикского периода происходило в два этапа; в лландейло и позднем карадоке—ашгилле.

В лландейльское время карбонатонакопление отмечалось только в северо-западной части мегантиклинория, в пределах Чингизского региона. Здесь шло формирование карбонатного рифогенного комплекса бестамакской свиты, представленного органогио-обломочными, оолитовыми, псевдооолитовыми, пелитоморфными, песчанистыми, перекристаллизованными и доломитизированными известняками. Почти все эти известняки (за исключением песчанистой разновидности) характеризуются довольно высокой степенью карбонатности, которая варьирует от 78 до 99,85%.

В составе легкой фракции нерастворимого остатка доминирует терригенный кварц, количество которого колеблется в очень широком диапазоне, нередко достигая 100%. Практически всегда здесь отмечается мусковит, который присутствует в количествах от 0,1 до 11,4%. В единичных пробах его содержание повышается до 73,9%. Остальные компоненты легкой фракции (полевые шпаты, хлорит, цеолиты) встречаются спорадически и в незначительном количестве.

Выход тяжелой фракции в бестамакских известняках в среднем составляет 3,18%. В этой фракции преобладают окислы и гидроокислы железа, рудные минералы, лейкоксен и гранат, средние содержания которых соответственно равны 49,16; 15,66; 8,59 и 5,75%. Из второстепенных составляющих тяжелой фракции постоянно, но в небольшом количестве отмечаются роговая обманка, тремолит, минералы группы эпидота—цоизита, циркон, сфен, рутил, анатаз, андалузит. В ряде проб тяжелой фракции нерастворимого остатка бестамакских известняков зафиксирован диаспор, содержание которого в одной из них составило 86,7%. Кроме диаспора, из минералов свободного глинозема встречен корунд. Его содержание колеблется от 0,1 до 3,8%.

В глинистой фракции отмечается постоянное присутствие каолинита, монтмориллонита, гидрослюда и гидроокислов железа. Реже встречаются пирит и хлорит и совсем редко — минералы группы серпентинита. Во многих пробах глинистой фракции обнаружены минералы свободного глинозема — диаспор и бемит, содержание которых достигает иногда 30%.

В бестамакских известняках выявлено два крупных интрузивных

ных перерыва, приуроченных к нижней и верхней частям карбонатной толщи. Оба перерыва фиксируются присутствием известняковых конгломератов, гравелитов, терригенных пород (преимущественно магнетит-кварцевых песчаников), диабазов, диабазовых порфиров, реже — андезитовых порфиров и их туфов. Подстилающие породы представлены мраморизованными, иногда оолитовыми известняками белого, желтовато-или розовато-белого, светло-серого и буровато-красного цвета. Известняки кровли (пелитоморфные, псевдооолитовые и песчанистые) имеют серую, темно-серую и буровато-темно-серую окраску. В цементе известняковых конгломератов по данным химических анализов обнаружено от 14,9 до 28,8% глинозема при значениях кремниевого модуля от 0,93 до 4,14. Термическим и электронно-микроскопическим методами анализа установлено, что повышенное содержание здесь глинозема объясняется присутствием небольшого количества бёмита и измененного каолинита. В зоне верхнего внутрiformационного перерыва в делювии, а затем и в коренном залежании были установлены бокситы бёмитового и диаспорового состава, содержащие глинозема 31,6 — 45,4% и кремнезема—5,1 — 10,3%.

В верхнем карадоке—ашгилле формирование карбонатного рифогенного комплекса происходило в пределах как Чингизского, так и Тарбатыйского региона. В Чингизском регионе в это время шло образование известняков акдомбакской свиты, сложенной в целом теми же разновидностями карбонатных пород, что и бестамакская свита. Степень карбонатности акдомбакских известняков составляет в среднем 95,61% при колебаниях от 64,6 до 99,9%.

Легкая фракция этих пород представлена в основном терригенным кварцем, содержание которого варьирует в весьма широких пределах (от 0 до 100%), составляя в среднем 16,39%. В тех случаях, когда кварца мало, в составе легкой фракции в значительном количестве отмечаются обломки ожелезненных слюдисто-глинистых пород. Содержание мусковита в легкой фракции варьирует от 0,1 до 7,61% при среднем значении 1,08%. Кроме перечисленных минералов, в легкой фракции акдомбакских известняков изредка встречаются полевые шпаты, хлорит, хризотил-асбест.

Средняя величина выхода тяжелой фракции у акдомбакских известняков равна 2,73%. В ее составе наибольший удельный вес приходится на окислы и гидроокислы железа (48,23%), рудные минералы (19,93%), лейкоксен (5,69) и гранат (4,36%). Кроме того, постоянными компонентами тяжелой фракции являются присутствующие в незначительном количестве обыкновенная роговая обманка, тремолит, актинолит, минералы группы эпидота—цоизита, турмалин, анатаз и циркон. В тяжелой фракции нерастворимого остатка в ряде случаев обнаружен диаспор, содержание которого колеблется от 0,7 до 38,6%. В незначительном количестве из минералов свободного глинозема встречается корунд.

Глинистая фракция акдомбакских известняков постоянно содержит каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, гидроокислы железа. Пирит, хлорит и особенно хризотил-асбест встречаются довольно редко. В некоторых пробах глинистой фракции обнаружены диаспор и бёмит.

Содержания элементов-примесей в известняках бестамакской и акдомбакской свит сходны между собой и, как правило, не превышают кларковых значений. Наибольшие концентрации характерны для титана и марганца. Несколько повышенными содержаниями элементов-примесей обладают песчанистые известняки. Последнее свидетельствует о том, что фиксируемые в известняках элементы-примеси (за исключением, может быть, марганца) поступали в бассейн седиментации вместе с терригенным материалом.

В пределах Тарбагатая в верхнем карадоке—ашгилле формировалась акчаульская свита, являющаяся фациальным аналогом акдомбакской свиты Чингиза. Средняя и верхняя части этой свиты сложены рифогенными известняками нескольких разновидностей: органогенно-обломочными, псевдооолитовыми пелитоморфными, перекристаллизованными и доломитизированными. Эти известняки обладают сравнительно высокой степенью карбонатности — от 62,8 до 99,95% (среднее — 93,36%).

В составе легкой фракции известняков акчаульской свиты основную роль играет кварц (среднее содержание 59,72%). Существенную часть легкой фракции составляет мусковит (среднее содержание 5,26%). Остальные компоненты легкой фракции (обломки измененных пород, полевые шпаты, слюдисто-хлоритовые минералы) встречаются редко и в крайне малых количествах.

Выход тяжелой фракции в среднем составляет 2,31%; главенствующая роль в ней принадлежит гидроокислам железа и рудным минералам, средние содержания которых соответственно равны 54,56 и 16,27%. Роговая обманка, минералы группы эпидота—цоизита, лейкоксен и пирит хотя и встречаются довольно часто, но в небольших количествах.

Глинистая фракция акчаульских известняков представлена в основном монтмориллонитом и гидрослюдой. Изредка отмечается здесь каолинит. Минералов свободного глинозема в нерастворимом остатке известняков акчаульской свиты обнаружено не было.

Содержания элементов-примесей в акчаульских известняках близки к кларковым. Однако по составу некоторых элементов они все же отличаются от известняков Чингизского региона. Так, в акчаульских известняках в меньшем (по сравнению с бестамакскими и акдомбакскими известняками) количестве присутствуют титан и галлий, в несколько большем — стронций.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что в ордовике карбонатонакопление в Чингизском и Тарбагатайском регионах происходило в различной палеогеографической обстановке.

В лландейлское время в Чингизе рифообразование происходило в прибрежной части многочисленных островов с сохранившейся бокситоносной корой выветривания. Одновременно с близлежащей палеосуши сносился рассеянный материал разрушаемой коры выветривания, фиксируемый в настоящее время в нерастворимом остатке рифогенных известняков. Дважды в лландейлское время карбонатонакопление прерывалось в результате оживления тектонической деятельности и некоторой активизации процессов вулканизма. Во время первого перерыва образование рифовых построек было подавлено обильно поступавшим с палеосуши терригенным материалом. Местами карбонатонакопление прерывалось незначительными излияниями лав андезито-базальтового состава. В период второго перерыва в углублениях рифовых построек отлагался бокситовый материал. Продукты зрелой латеритной коры выветривания нами обнаружены в районе верхнего течения р. Шаган (Шаганское проявление).

В верхнем карадоке—ашгилле в пределах Чингизского региона образование рифогенных известняков происходило примерно в тех же условиях, что и в лландейло. Об этом свидетельствуют одинаковый литологический состав пород рифогенного комплекса, сходный минеральный состав нерастворимого остатка и, наконец, полная идентичность в содержании элементов-примесей.

В Тарбагатайском регионе в верхнем карадоке—ашгилле карбонатное осадконакопление происходило в несколько иной обстановке. Здесь в

мелководном морском бассейне также шло бурное развитие рифостроящих организмов, в отличие от Чингиза палеосуша имела сильно расчлененный рельеф и на ней физические процессы выветривания были доминирующими. Кора выветривания в таких условиях не успевала развиваться, что нашло отражение в составе нерастворимого остатка акчаульских известняков. В нем совершенно отсутствуют минералы свободного глинозема. Каолинит встречен в очень незначительном количестве. Вместе с тем преобладающими минералами глинистой фракции являются монтмориллонит и гидрослюда.

Таким образом, анализ условий формирования ордовикских известняков Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория показал, что минералого-геохимические черты эволюции карбоната накопления обусловлены здесь различиями палеорельефа палеосуши, сопряженной с областью рифообразования. Перспективы обнаружения палеозойских бокситов в этом районе с учетом изложенных обстоятельств могут быть связаны только с Чингизским регионом. Тарбагатайский регион ввиду отсутствия здесь благоприятной для корообразования палеогеографической обстановки, очевидно, бокситов не содержит.

УДК 551.311.231 (478)

А.Д. ДОДАТКО

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПОСЛЕАРХЕЙСКИХ КОРАХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (на примере Украинского щита)

В пределах Украинского и Балтийского щитов, Воронежской антеклизы и в других районах Русской платформы установлены и изучены многочисленные разрезы разновозрастных кор выветривания. Сопоставление стратиграфической последовательности проявления крупных эпох корообразования показывает, что в пределах всей платформы их количество достигает 22 (табл. 1). При этом большая их часть проявляется в нескольких районах (структурах) одновременно, что свидетельствует о сходных геологических условиях развития всей платформы и региональном характере проявления процессов выветривания.

Детальное изучение разновозрастных кор выветривания на Украинском щите и сравнение полученных данных с опубликованными материалами по другим районам платформы показали, что начиная с раннего протерозоя (позднего архея) и до кайнозоя процессы выветривания не оставались постоянными. В соответствии с эволюцией состава атмосферы, климата, органической жизни и других факторов гипергенеза изменялись процессы минералообразования и миграции породообразующих и других элементов, что приводило к образованию разного по составу элювия на одинаковых материнских породах. По минералого-геохимическим особенностям разновозрастного элювия в эволюции процессов выветривания отчетливо выделяются три крупных этапа: раннепротерозойский, позднепротерозойский—раннепалеозойский и позднепалеозойский—кайнозойский.

Остаточные коры первого этапа изучены разными авторами в Кривожье, Карелии и на Воронежской антеклизе. Аналогичные образования известны также на Канадской и Южно-Африканской платформах. Во всех районах развития древнейший элювий метаморфизован и представлен разными по составу сланцами, однако всегда сохраняет главные признаки

Таблица 1

Эпохи корообразования, выделенные в разных районах Русской платформы

№ п/п	Украинский щит [Додатко, 1975, 1979]	Балтийский щит [Афанасьев, 1977, 1980; Корякин, 1973; и др.]	Воронежская антеклиза [Савко, 1979; и др.]	Белорусский мас- сив и другие рай- оны платформы [Махнач, Левых, 1973; Савко, 1979; и др.]
1	Среднеплиоце- новая	Неогеновая (миоцен-ранне- плиоценовая)	—	—
2	Среднеолигоце- новая	—	Позднепалео- геновая—ранне- неогеновая	—
3	—	—	Раннепалеогено- вая	Допалеогеновая
4	Раннемеловая	—	Раннемеловая	—
5	Дююрская	Раннемезозойс- кая	Раннемезозойс- кая	Среднемезозойс- кая
6	—	—	Среднекарбоно- вая	Среднекарбоно- вая
7	Довизейская	Раннекаменно- угольная	Позднетурнейская —ранневизейская	Позднетурнейская ранневизейская
8	Дотурнейская	—	Раннетурнейская	Раннетурнейская
9	Дофранская	—	Раннефранская	Позднедевонская
10	Достароосколь- ская	Девонская	Позднейфельс- кая—раннежи- ветская	Досреднедевонс- кая
11	—	Досреднекем- брийская	Раннепалео- зойская	Среднекембрийс- кая
12	—	—	—	Предкембрийс- кая
13	—	—	—	Предвалдайская
14	Доопьчедаев- ская	Вендская (гдовская)	Доавалдайская (поздневенд- ская)	Ранневендская
15	Дополесская	—	Допозднери- фейская	Позднерифейская
16	Дотолкачев- ская	—	—	Ранне-среднери- фейская
17	Довручская	—	—	Предрифейская
18	Дофрунзенская	Ятулийская	Дооскольская	—
19	Лосаксганская	Доятулийская	Среднекурская	—
20	Доскелеватская	—	Среднемихайпов- ская	—
21	Докриворож- ская	—	Домихайловская	—
22	—	—	Среднеобоянская (древнеархейс- кая)	—

Таблица 2

Возможность образования элювиальных месторождений в разновозрастных корах выветривания Русской платформы

Полезные ископаемые	Периоды корообразования		
	Метаморфизованные коры раннепротерозойские	Неметаморфизованные коры	
		позднепротерозойские—раннепротерозойские	позднепалеозойские—кайнозойские
Каолины первичные	—	—	+
Бокситы остаточные	—	—	+
Бурые железняки	—	+	+
Силикатные руды никеля и кобальта	+	+	+
Россыпи устойчивых к выветриванию минералов (ильменит, рутил, циркон и др.)	+	+	+
Вермикулит	+	+	+
Монтмориллонитовые и нонтронитовые глины	+	+	+
Красковые руды (охры)	—	+	+
Графитовые руды	+	+	+
Горный хрусталь	—	+	+

кор выветривания — региональное распространение и зональное строение профиля. По особенностям состава метаморфизованных кор в Криворожье и в других районах установлено, что в раннепротерозойскую эпоху глинозем и железо обладали большей миграционной способностью по сравнению с кремнеземом. Это обуславливало интенсивный вынос из элювия первых двух и остаточное накопление кремнезема. Состав глинистых минералов в древнейших корах точно не установлен, однако есть основания предполагать, что среди них преобладали смектиты, а каолинизация в элювии была развита очень слабо.

Продукты выветривания второго этапа на Украинском щите, в Белоруссии и в других районах платформы не метаморфизованы и характеризуются широким развитием в их составе монтмориллонита и смешаннослойных образований. Каолининовая зона во всех известных разрезах развита очень слабо, причем в каолинитах также присутствует примесь смешаннослойных образований. Особенности этих кор позволяют считать, что в рифейское и более позднее время интенсивный вынос глинозема и железа за пределы элювия уже не происходил. Миграционная способность кремнезема увеличилась, однако была еще не очень высокой, что создавало предпосылки для образования в корах наиболее высококремнистых глинистых минералов (смектитов). Образование каолинита даже при выветривании кислых пород происходило через промежуточную стадию с первоначальным образованием монтмориллонита.

Коры выветривания третьего этапа на всей территории платформы имеют общие черты. Они характеризуются интенсивным выносом кремнекислоты разлагавшихся алюмосиликатов, прямым замещением полевых шпатов каолинитом, образованием мощных зон первичных каолинов на

кислых породах и зоны свободных окислов на бескварцевых породах со скоплениями минералов свободного глинозема и образованием остаточных месторождений бокситов, бурых железняков и других полезных ископаемых. Монтмориллонитовые профили в корах последнего этапа возникают только при выветривании пород основного и ультраосновного состава, причем в составе смектитов преобладают железистые разновидности.

Эволюция процессов выветривания нашла отражение не только в изменении миграции элементов и характера гипергенных превращений главных породообразующих минералов. Она проявляется также в изменении разнообразия и видового состава элювиальных полезных ископаемых (табл. 2). В корах выветривания раннепротерозойского и позднепротерозойского—раннепалеозойского этапов в связи с ограниченным их распространением крупные скопления полезных ископаемых еще не установлены. Исходя из общих соображений, можно предполагать, что в них могли накапливаться устойчивые к выветриванию акцессорные минералы, а также месторождения монтмориллонитовых глин, вермикулита и, возможно, другие. В связи с интенсивной миграцией глинозема и железа за пределы коры в раннепротерозойском элювии не могли возникать остаточные месторождения бокситов и бурых железняков. Очень мала вероятность их образования и в корах выветривания второго этапа (рифей, венд, ранний палеозой). Лишь на третьем этапе эволюции в послефранских (верхний девон) корах появилась возможность остаточного накопления соединений алюминия, железа и многих других видов полезных ископаемых (см. табл. 2).

С корами выветривания Русской платформы связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых. Только на Украинском щите известно более 1000 месторождений и рудопроявлений. Также многочисленны они на Воронежской антеклизе, Балтийском щите и в других районах. При прогнозной оценке обширных территорий платформы на элювиальные полезные ископаемые важно учитывать эволюцию процессов гипергенеза, которая не только находила отражение в составе остаточного элювия, но и прямо влияла на состав и рудоносность сопряженных с корами осадочных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 244 с.
- Афанасьев А.П. Закономерности формирования кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых на фанерозойском этапе развития Балтийского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ, 1980. 59 с.
- Додатко А.Д. Континентальные перерывы и эпохи выветривания в нижнем протерозое Русской платформы (на примере Криворожья). — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1411—1414.
- Додатко А.Д. Послеархейские эпохи корообразования на территории Украинского щита. — Докл. УССР. Сер. Б. Геология, геофизика, химия и биология, 1979, № 2, с. 83—87.
- Корякин А.С. Коры выветривания в докембрии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 37—39.
- Махнач А.С., Левых Н.Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973, 288 с.
- Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та., 1979. 120 с.

М.М. ИПАТОВ

**ДИАГНОСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРЕРЫВОВ
В РАЙОНЕ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

В настоящее время в докембрийских породах Воронежского кристаллического массива четко выделяются два крупных перерыва. Первый (нижний) перерыв прослеживается на границе верхнего архея (михайловская серия) и нижнего протерозоя (курская серия), второй — в пределах нижнего протерозоя, на границе курской и оскольской серий.

Большинство исследователей докембрийских отложений КМА выделяют оба перерыва. Очень четко идея о континентальных перерывах на КМА была сформулирована в работе М.Н. Воскресенской [1968]. Особенно подробно ею был описан нижний предкурский перерыв для Старооскольского и Михайловского районов КМА. Важность ее работ заключалась в том, что для доказательства континентального предкурского перерыва ею были выделены и хорошо увязаны такие диагностические признаки, как коры выветривания и их переотложенные продукты, изменения в литологическом составе пород (смена полимиктовых пород олигомиктовыми — существенно кварцевыми породами), проявления наземного вулканизма. Ею было указано на существование перед отложениями курской серии длительного континентального периода и на широкое развитие древней (эпирхейской) коры выветривания.

Предоскольский перерыв хорошо описан в работах Н.А. Плаксенко [1966], Н.И. Голивкина [1975] и М.Н. Воскресенской [1968]. В одной из работ Н.И. Голивкин с соавторами [1977] пишет о крупном предоскольском размыве пород глубиной до 400 м, о формировании дооскольской коры выветривания и о складчатости, предшествующей образованию оскольских отложений.

Однако существует другая точка зрения на КМА [Гусельников, 1972; Катко В.Н. — устное сообщение], согласно которой континентальные перерывы в отложениях докембрия отсутствуют и породы михайловской, курской и оскольской серий образуют непрерывный разрез.

По мнению В.Н. Гусельникова [1972], в ранне- и среднепротерозойскую эпохи на территории КМА не происходило образования кор выветривания и поверхностней выравнивания. Единичные находки на КМА дресвянистых образований недостаточны для суждения о формировании кор выветривания в докембрии. Наблюдаемое же в районе обогащение пород глиноземом, по В.Н. Гусельникову, связано с фумарольной деятельностью эффузивов, которые он выделяет по всему протерозойскому разрезу. Железистые кварциты, по его мнению, имеют вулканогенное происхождение.

Наши исследования Воронежского кристаллического массива подтверждают и уточняют мнение о наличии двух перерывов в докембрии КМА. Собранные материалы по КМА показывают, что континентальные перерывы в докембрии выделяются по сумме геологических признаков, включая разнообразные типы пород континентального генезиса. Наиболее достоверными образованиями при выделении континентальных перерывов являются коры выветривания и в сочетании с ними — высокоглиноземистые породы. Существенным признаком континентальных перерывов является резкая смена литологических разностей (залегание олигомиктовых пород стойленской свиты на различных породах михайловской серии), а также проявление кислого наземного вулканизма (кварцевые порфиры). Базальные конгло-

мераты развиты в районе ограниченно и не являются определяющим фактором при выделении континентальных перерывов.

Рассмотрим эти признаки в отдельности. Существование кор выветривания для предкурского перерыва можно считать вполне доказанным. Помимо М.Н. Воскресенской и Н.И. Голивкина, их довольно подробно описали Б.М. Петров и Н.Д. Кононов [1977] на гранитоидах и основных породах. По данным этих авторов, коры выветривания встречаются во всех структурных зонах КМА. Состав их зависит от состава субстрата. На гнейсах и гранитоидах — это кварц-серицитовые сланцы, на меланократовых разностях пород — кварц-хлоритовые сланцы, на ортоамфиболитах кора имеет высокоглиноземистый состав и сложное зональное строение. На ряде участков вверх по разрезу коры увеличивается содержание глинозема, титана, калия, фосфора, увеличиваются и потери при прокаливании, в ряде разрезов увеличивается содержание железа. В этом же направлении снижается содержание кремнезема, общего железа, марганца, натрия, кальция, магния.

Широкое распространение переотложенных продуктов кор выветривания на территории КМА и присутствие в них таких минералов, как гранат, ставролит и другие, говорит о континентальном процессе выветривания на границе архея и протерозоя, связанном с развитием в это время длительного континентального перерыва.

Наши данные также подтверждают широкое развитие кор выветривания в интервале времени архей—ранний протерозой. Изученные нами коры выветривания по гранитоидам салтыковского возраста (Ar_2) Белгородского района (скв. 2491) имеют типичный дресвянистый облик. В разрезе слабо измененные гранитоиды переходят в интенсивно серицитизированные граниты, которые резко сменяются дресвяниками. Последние напоминают песчанистые разности. В них цементирующее вещество представлено мелкочешуйчатым серицитом, в котором "плавают" изъеденные цементом неправильной формы зерна кварца. Иногда на отдельных участках исчезает кварц или его становится мало. В этом случае порода представляет собой серицитовый сланец. Но затем, выше по разрезу, количество кварца возрастает и порода принимает дресвянистый вид.

Нам представляется, что, судя по имеющимся материалам, а также по нашим наблюдениям, дресвянистая форма коры выветривания на КМА является преобладающей. В этих условиях вряд ли можно допустить в корях выветривания существование верхней глинозем-железистой зоны, так как в переотложенных продуктах процент содержания высокоглиноземистых минералов (корунд и др.) ничтожно мал.

Среди кор выветривания, развитых на гранитоидах (точнее внутри массива гранитоидов), встречены интересные образования, внешне напоминающие коры выветривания. Разрез по скв. 5957 был показан экскурсии Семинара по метаморфогенному рудообразованию в Новом Осколе в 1980 г. в качестве типичного разреза кор выветривания. При детальном изучении это оказались зоны послемагматического изменения гранитоидов типа грейзенов. Всего по разрезу отмечается несколько таких зон. Самая мощная, которую и показывали как коры выветривания, достигает 10 м. Это рыхлая, жирная на ощупь кварц-мусковитовая масса Мусковит представлен крупными чешуйчатыми зернами. Гранитоиды возле таких зон пронизаны пегматитовыми жилами; в них широко встречаются инъекции мясо-красного калиевого полевого шпата и крупные выделения массивного жирного кварца. Жилки крупночешуйчатого кварц-мусковитового агрегата неоднократно выполняют вертикальные трещины в керне. Все эти данные с достаточной полнотой свидетельствуют о том, что подоб-

ные породы, напоминающие коры выветривания, являются послемагматическими метасоматическими образованиями в гранитоидах.

Следующим признаком, фиксирующим континентальные перерывы, является смена полимиктовых пород олигомиктовыми. Этот факт общеизвестен. Основные породы михайловской серии вверх по разрезу четко по контакту сменяются трансгрессивной серией кварцевых метапесчаников стойленской свиты. Здесь только следует заметить, что некоторые авторы склонны переоценивать роль конгломератов в базальной части разреза. Наблюдения показали, что базальные горизонты стойленской свиты сложены различными кластогенными породами, но главным образом сливными массивными метапесчаниками. Конгломераты в базальной части встречаются редко; с такой же степенью вероятности они бывают и межформационными. В кварцевых песчаниках стойленской свиты встречаются многочисленные слои и прослойки кварц-серицитовых сланцев, свидетельствующих об интенсивном процессе переотложения кор выветривания.

Наконец, очень важным признаком континентального перерыва мы считаем появление в разрезе таких вулканогенных образований, как тела кварц-порфиров. Они представляют собой мощные горизонты (до 30 м) темных пород с характерным голубоватым кварцем от мелкой до средней зернистости. По данным Н.И. Голивкина, их подстилает горизонт кварц-мусковитовых сланцев, верхние же части кварц-порфировых тел подверглись древнему выветриванию. Внедрение кварц-порфиров, видимо, происходило в континентальных условиях, и их формирование следует связывать с развитием континентальных перерывов, а не с геосинклинальными условиями спилит-кератофировых формаций, как предполагают некоторые авторы [Зайцев, 1966].

Таким образом, вся сумма признаков с достаточной степенью характеризует крупный континентальный перерыв на границе архея и раннего протерозоя. Согласно последним тектоническим построениям [Петров, 1975], он, видимо, имел большое структурное значение, разделяя разные тектонические этапы геологической истории региона: геосинклинальные в архейское время (михайловская серия) и рифтогенные (протоплатформенные) в раннем протерозое.

Второй перерыв на границе курской и оскольской серий имеет ограниченное распространение. Известен он по залеганию пород оскольской серии на размытой поверхности отложений курской серии, по наличию брекчированных пород в основании оскольской серии, по обломочным окисленным минералам (гематит) — свидетелям процессов выветривания в это время, минералам глинозема (хлоритоид) в отложениях оскольской серии. Кор выветривания в разрезе, соответствующем этому интервалу времени, не обнаружено. Не взирая на большое количество публикации, посвященных этому перерыву, остается много неясных вопросов. Слабое изучение этого перерыва кроется в недостаточной изученности стратиграфии верхней части курской серии, а также и собственно оскольской серии. В связи с предоскольским перерывом встает вопрос о сопоставлении курбакинской, тимской и белгородской свит. Например, можно ли параллелизовать курбакинскую и тимскую свиты между собой? Обе свиты резко отличаются и по составу пород, и по составу вулканогенных образований, основных в тимской свите, кислых в курбакинской. Возможно, существуют два разновозрастных перерыва. Пока за неимением данных можно выделить только один континентальный перерыв, который прослеживается на большей части территории КМА, но который по своему масштабу и вероятной длительности не имел такого значения, как первый (нижний) перерыв. Он

не имел и такого структурного значения, как перерыв на границе архея и раннего протерозоя.

Выводы. 1. Материал по КМА показывает, что континентальные перерывы в докембрии выделяются по сумме геологических признаков, включая разнообразные типы континентальных пород. Наиболее достоверными породами при выделении континентальных перерывов следует считать коры выветривания и в сочетании с ними — высокоглиноземистые образования. Базальные конгломераты развиты в районе ограниченно и не являются определяющим фактором при выделении континентальных перерывов. Более характерна резкая смена пород полимиктового состава олигомиктовыми породами (кварцевыми песчаниками). Важный фактор в определении континентальных перерывов — появление в докембрии КМА наземного вулканизма (кварцевые порфиры).

2. Четко выделяемые континентальные перерывы на КМА имеют разный характер. Нижний перерыв на границе архея и нижнего протерозоя (предкурский) имеет структурное значение. Он отделяет нижний структурный геосинклинальный этап от верхнего протоплатформенного (рифтового). Такой перерыв можно назвать структурным перерывом. Верхний перерыв (преддоскольский) имеет ограниченное развитие. Он характеризует зоны размыва и слабое развитие процессов выветривания. Такие перерывы имеют местное значение: их следует относить к межформационным.

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенская М.Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах курской магнитной аномалии. — Сов. геология, 1968, № 9, с. 14—32.
- Голявкин Н.И. О докембрийских корях выветривания КМА. — В кн.: Докембрийские коры выветривания, М.: ВИМС, 1975, с. 134—139.
- Голявкин Н.И., Штернова Л.М., Дунай Е.И. и др. Стратиграфия протерозойских эффузивно-осадочных образований Белгородского района КМА. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 3—9.
- Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М.: Наука, 1972, 228 с.
- Зайцев Ю.С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы. — В кн.: Тр. 3-го Совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы, Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 21—28.
- Петров Б.М. Тектоническое положение докембрийских кор выветривания Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Докембрийские коры выветривания, — М.: ВИМС, 1975, с. 127—133.
- Петров Б.М., Кононов Н.Д. Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы, Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 30—43.
- Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии: На примере Курской магнитной аномалии, Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.

М.И. ГРАЙЗЕР

ДИАГНОСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЭПОХ И ПЕРЕРЫВОВ В ДОКЕМБРИИ НА ПРИМЕРЕ ПРОТЕРОЗОЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Выявление континентальных эпох и перерывов в докембрии представляет значительные трудности. Причиной этого являются процессы метаморфизма, существенно преобразующие исходные породы, часто настолько, что материнская порода меняет свой минеральный состав и первичные структурные и текстурные признаки, характеризующие условия их образования. Из осадочных пород лучше других свою структуру и первоначальный облик сохраняют конгломераты, но они одни не могут служить бесспорным свидетельством перерывов и их масштабов. Известны многочисленные случаи наличия мощных конгломератовых толщ в непрерывных разрезах (например, конгломератовая свита основания угленосного карбона Минусинского прогиба) и их полного отсутствия или крайне незначительного и спорадического распространения в отложениях, отделяющихся от подстилающих образований крупнейшими перерывами (эйфельские, живетские и средневизейские отложения Русской платформы, мукунская серия рифея Анабарского щита и др.).

Наиболее надежным показателем наличия континентального перерыва в осадконакоплении являются коры выветривания, на что неоднократно указывали А.В. Сидоренко [Сидоренко, Чайка, 1970; Сидоренко, 1975] и другие исследователи. Справедливость данного положения не вызывает сомнения. Однако коры выветривания в перемещенном виде сохраняются далеко не всегда. Кроме того, в сильно метаморфизованном виде они обычно очень трудно диагностируются. Поэтому для выявления крупных перерывов мы предлагаем использовать не только сами коры выветривания, но и некоторые другие элементы формации коры выветривания, и в первую очередь сравнительно легко диагностируемый и широко развитый как в фанерозое, так и в докембрии парагенез высокоглиноземистых и мономинеральных обломочно-кварцевых пород. Совместное нахождение этих пород связано с переотложением высокозрелых кор химического выветривания. Данное положение вытекает из опыта изучения кор выветривания и бокситов в фанерозойских отложениях, а также высокоглиноземистых пород в докембрии [Головенко, 1977].

Кроме перерывов, часто бывает необходимо выделить эпохи, в течение которых на значительной территории господствующими были континентальные условия выветривания и седиментации. Для этих целей предлагается использовать также и красноцветные формации, среди которых резко преобладают породы континентального генезиса (пролювиальные, аллювиальные, озерные, дельтовые). Весьма ограниченно красноцветы образуются и на прибрежных равнинах, изолированных лагунах, а также в прибрежном мелководье [Анатольева, 1978]. Красноцветные породы в докембрии известны только начиная с протерозоя, преимущественно в рифе и венде. Это позднепротерозойские акитканская серия Ратомского и Северо-Байкальского нагорий, конкулинская свита Алданского щита, мукунская серия Анабарского щита, губинская свита Игарского района, карагасская и оселочная серии Присяня, редколесная и нижняя часть островной свиты венда Енисейского края и излучинская серия Игарского района [Салоп, 1973; Анатольева, 1978].

Термин "высокоглиноземистые породы" различными исследователями понимается по-разному. Автор принимает определение В.К. Головенка [1977], который среди высокоглиноземистых отложений выделил три связанные между собой группы. В первую группу вошли осадочно-метаморфические породы докембрия, содержащие не менее 25% глинозема при малом или незначительном (обычно не более 3–5%) количестве щелочей и щелочных земель и кремниевом модуле, близком к 0,5 или превышающем эту величину. По химическому составу высокоглиноземистые метаморфические породы этой группы (при сравнении с метаморфизованными осадочными образованиями) соответствуют каолиновым глинам, в том числе и с незначительной примесью других глинистых минералов, а также породам, содержащим свободные гидроокислы глинозема и железа, в том числе латеритам и бокситам.

Вторая группа высокоглиноземистых отложений отличается более низким содержанием глинозема и немного большим количеством щелочей и щелочных земель (5–6,5%). Третья группа характеризуется большим количеством глинозема и повышенным содержанием щелочей и щелочных земель (до 10%). Исходные глинистые отложения второй и третьей групп имели смешанный каолинит-гидрослюдистый состав, возможно, с примесью монтмориллонита. Наиболее представительными для целей диагностики перерывов являются высокоглиноземистые породы первой группы.

Характерным примером высокоглиноземистых пород в позднем докембрии Восточной Сибири является пурпольская свита тепторгинской серии нижнего рифея, широко распространенная в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях. Эта свита сложена главным образом мономинеральными кварцевыми обломочными породами и высокоглиноземистыми сланцами с содержанием глинозема в среднем 32,6 вес. % и окислов железа в отдельных участках — до 40–60% [Головенко, 1977].

Высокоглиноземистые породы развиты на том же стратиграфическом уровне и в других районах Байкальской и Восточно-Саянской складчатых областей. Это анайская свита Западного Прибайкалья и охунская свита Северо-Байкальского нагорья, корниловская свита Хамар-Дабана и большеречинская свита Присяянья. Пурпольская свита и ее возрастные аналоги не только занимают одинаковое стратиграфическое положение, но и составляют также генетически единый комплекс — формацию переотложенной коры выветривания, обязанную своим образованием крупному предрифейскому перерыву [Салоп, 1973; Головенко, 1977].

К низам рифея также относятся красноцветные гонамская свита Алданского и мукунская серия Анабарского щитов. Последняя в нижней части сложена главным образом мономинеральными кварцевыми песчаниками и залегает на породах архея с резким угловым и азимутальным несогласием, часто с корами выветривания каолинового состава в основании. Гонамская свита также залегает с резким угловым несогласием на архейских породах и корях выветривания, однако в ее составе при общем преобладании кварца заметную роль играют и полевые шпаты. Следовательно, на юге формация кор выветривания генетически связана с высокоглиноземистыми отложениями, а на севере — парагенетически с красноцветами.

Предрифейский перерыв был одним из самых крупных для описываемой территории. Он охватил не только уже вполне сформировавшуюся к этому времени Сибирскую платформу, но и Байкальскую область, а также многие районы Саяно-Тувинской системы, большая часть которой в начале позднего протерозоя развивалась в режиме, близком к платформенному [Мусатов, 1976]. Позднее, в течение всего рифея, почти во всех

районах Восточной Сибири в осадочном и вулканогенно-осадочном процессе седиментации имели место многочисленные, но сравнительно непродолжительные перерывы, приводившие к образованию пород, близких высокоглиноземистым. Такие перерывы имели место: один — перед временем образования среднерифейской голоустьевской свиты Западного Прибайкалья и ее стратиграфических аналогов — карагасской серии Присаля, погоруйская свиты Енисейского края, стрельногорской свиты Туруханского района, другой — перед отложением верхнерифейских лахандинской серии Алданского щита, второкаменной свиты Туруханского района, потоскуйской свиты Енисейского края, аунakitской свиты Патомского нагорья. В отдельных случаях в составе этих горизонтов отмечено повышенное содержание свободного глинозема, а в кумахинской свите лахандинской серии Учуро-Майского района установлены высокоглиноземистые породы, по содержанию основных окислов отвечающие кондиционным бокситам (Al_2O_3 — 43–50, SiO_2 — 8–14, Fe_2O_3 — 15–25%) [Скловский, Шумов, 1974].

На рубеже рифея и венда отмечается новый крупный перерыв, охвативший почти всю территорию Средней Сибири. Этот перерыв в разных местах был существенно различным по объему. В подавляющем большинстве районов в базальных толщах венда присутствуют разной мощности горизонты мономинеральных кварцевых песчаников (верхи излучинской и низы гравийской свит Игаркского района; редколесная, угловская свиты Енисейского края; нуртейская свита, нижняя и средняя части мотской свиты Саяно-Байкальской складчатой области и др.), а в боксонской свите венда Восточно-Саянской складчатой области имеются промышленные скопления кондиционных бокситов, ассоциирующихся как с карбонатными породами, так и с мономинеральными кварцевыми песчаниками [Жабин, 1972; Скловский, Шумов, 1974]. Залежи бокситов обнаружены на том же стратиграфическом уровне (в верхах овсянковской свиты) и в бассейне р. Бирюсы (Козыревское рудопроявление). Широко распространены в венде красноцветные и пестроцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения.

Высокоглиноземистые толщи широко распространены и в нижнем протерозое. К ним относятся хангарульская свита Хамар-Дабана, харгитуйская свита муйской серии Западного Прибайкалья, сурамкитская толща гаргинской серии Витимского плоскогорья и, возможно, мангатгольская свита Восточного Саяна — в них содержатся прослои силлиманит- и дистенсодержащих пород, а вмещающие отложения представлены главным образом сланцами и кварцитами.

Таким образом, в протерозое Восточной Сибири выделяется целый ряд стратиграфических интервалов, характеризующихся сонахождением высокоглиноземистых и монокварцевых пород. Как уже указывалось, такой парагенез мог образоваться только в результате крупных континентальных перерывов при благоприятных тектонических (платформенный или субплатформенный режим) и климатических условиях. В рассматриваемой части Сибири таких перерывов было по меньшей мере четыре, следующих сверху: предвэдский, предсреднерифейский, предрифейский и преднижнепротерозойский.

Сравнение всех упомянутых перерывов указывает на постоянное уменьшение снизу вверх их стратиграфических объемов. Вместе с тем в этом же направлении отмечается интенсификация процессов выветривания и соответственно увеличение продуктивности рудообразования, связанного с корками выветривания. Это выражается в смене менее зрелых и слабо дифференцированных кор химического выветривания в раннем протерозое.

розое на более зрелые и дифференцированные — в рифее и особенно в венде. На ранних этапах докембрия выветривание практически не приводило к разрушению каолинового ядра, тогда как в венде, а в зачаточной форме и в рифее развитие получил латеритный процесс, приводящий к расщеплению каолинового ядра и образованию минералов свободного глинозема. Основными причинами интенсификации процессов выветривания во времени могли быть: изменение состава атмосферы в сторону уменьшения в ней CO_2 и увеличения содержания кислорода, прогрессивное увеличение во времени областей с платформенными условиями развития, а также усиливающееся влияние живого вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
- Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
- Жавин В.В. Перспективы бокситоносности и пути дальнейших исследований Боксонского месторождения. — Тр. СНИИГГиМС, 1972, вып. 148, с. 35–43.
- Мусатов Д.И. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967, с. 173–195.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
- Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 5–14.
- Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выветривания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5–29.
- Скловский А.М., Шумов О.В. Некоторые генетические закономерности распределения бокситоносных уровней в позднем докембрии Восточной Сибири. — В кн.: Тез. докл.: Семинар по генезису бокситов. М.: ВИМС, 1974.

УДК 551.35:552.514:551.733.1:(47+57)

М.Ю. КАМЕНЕВА, З.В. БОРОДАЕВСКАЯ

ГЛАУКОНИТ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

Известно, что минералы группы глауконита (МГГ) являются уникальными фаціальными показателями [Горбунова, 1950; Николаева, 1977, 1981]. С целью дальнейшего исследования индикаторных возможностей этих минералов, в частности для перехода от качественных характеристик к количественным, нами проведено сравнительное изучение МГГ ордовикских отложений Русской и Сибирской платформ. Задача решалась комплексно литолого-петрографическими и физико-химическими методами. Районы исследований включают часть Сибирской платформы и северо-запад Русской платформы с прилегающими к ней территориями Польши и Швеции.

В прибалтийском районе основные скопления глауконита приурочены к отложениям онтикаского яруса в составе латорпского, волховского и кундаского горизонтов. Глауконитоносными породами являются глауконититы (латорпский горизонт), зернистые и детрито-зернистые известняки и доломиты (волховский и кундаский горизонты).

И.В. Николаева [1977] объединяет ассоциации пород, содержащих МГГ в комплексы таким образом, что один комплекс отличается от другого вследствие неповторяющегося типа породы, вмещающей глаукониты или сопутствующей последним. В качестве единицы однородности состава самого глауконита приняты формационные типы МГГ, представляющие собой средний состав минералов в комплексах осадочных пород определенного состава и возраста.

В ордовикских отложениях Русской платформы различаются два типа глауконитоносных комплексов: терригенно-глинистый и терригенно-доломитово-известняковый. Почти на всей территории распространения латорпского горизонта комплекс представлен глауконититами с прослоями и линзами глинистого материала, местами с примесью песчинок кварца, реже — карбоната, пирита, фосфата кальция. К центральным частям Елгавского прогиба глауконититы замещаются слабокарбонатными глинами, содержащими незначительную примесь глауконита. Фациальная зональность латорпского горизонта: сероцветные известняки (на востоке) и граптолитовые сланцы (на западе) — по периферии бассейна, и красноцветные известняки — в центре.

На границе Ленинградской области и Эстонской ССР как в латорпском, так и в волховском горизонтах отмечаются многочисленные признаки перебива отложений [Николаева, 1981]. Мощность горизонтов в этой зоне понижена, диктионемовые сланцы выклиниваются или размыты, оболовые пески обогащены обломками раковин, глауконит почти нацело слагается обломками микроконкреций. Процессы перебива сопровождались выветриванием отложений, многочисленные зерна и конкреции пирита окислены, зерна глауконита изменены. Наиболее ярко процесс изменения проявился на глауконитах из обнажения у дер. Поповка в зоне окисления пиритовых конкреций.

Фациальная зональность нижнеордовикских отложений Сибирской платформы отличается большой сложностью [Бгатов, 1973; Занин, 1971], и изучены эти отложения не так детально, как в Прибалтике. На Сибирской платформе нами рассмотрены нижнеордовикские глаукониты усть-кутских отложений в составе терригенно-известнякового и терригенно-известняково-доломитового комплексов [Николаева, 1977].

Глауконитоносный терригенно-известняковый комплекс выделяется на юго-западной (бассейны Ангара, Ковы, Чуны, Бирюсы), южной и юго-восточной окраинах Сибирской платформы (среднее течение р. Лены, р. Киренга и ее притоки, р. Малая Чуя). Представлен он известковистыми песчаниками, строматолитовыми и оолитовыми песчанистыми известняками, алевролитами.

К центральной и северо-восточной частям Сибирской платформы терригенно-известняковый комплекс переходит в терригенно-известняково-доломитовый. В разрезах уменьшается количество песчаных разновидностей пород, среди карбонатных преобладающими остаются оолитовые и строматолитовые доломиты и доломитизированные известняки. Породы подвергались постседиментационным преобразованиям: окремнению, перекристаллизации и доломитизации. Отмечаются признаки перебива и древнего выветривания отложений.

Сравнительное изучение МГГ двух рассматриваемых бассейнов комплексом физических и химических методов показало, что по составу, строению и структурным характеристикам минералы имеют черты сходства и различия.

Глаукониты Прибалтики по составу однородны. Они различаются в основном степенью железистости: содержание Fe^{3+} меняется от 0,75 до

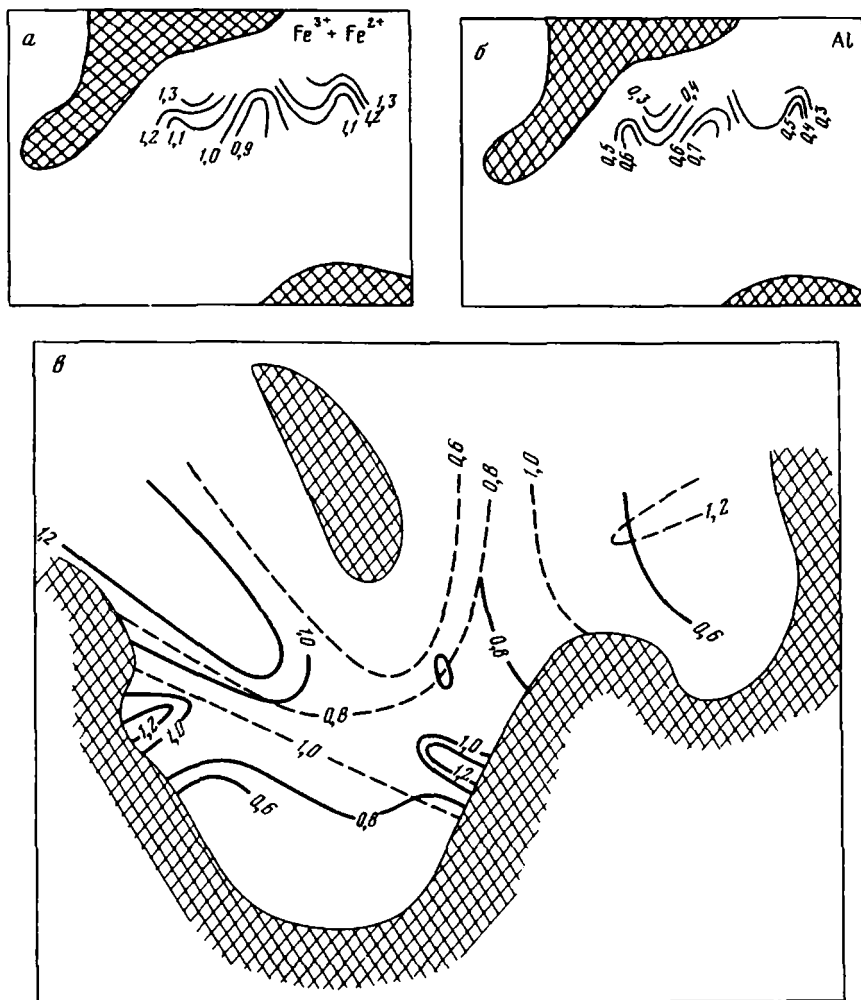


Рис. 1. Распределение содержания (в ф.е.) Fe и Al в МГГ волховского горизонта Прибалтики (а, б) и на Сибирской платформе (в; пунктирная линия — Fe^{3+} , сплошная линия — Al) [Николаева, 1981]. Заштрихована территория суши

0,9 ф. е. в глауконитах латорпского и от 0,7 до 1,25 ф. е. в глауконитах, волховского горизонтов; от берега в глубь моря железистость возрастает, а содержание алюминия уменьшается (рис. 1, а, б).

Изменение содержания двухвалентных катионов от 0,5 до 0,7 ф. е. в глауконитах латорпского горизонта определяется изменением содержания Fe^{2+} , а в волховском — колебаниями содержания Mg. Сумма октаэдрических катионов $\approx 2,0 \pm 0,5$ ф. е. Зерна глауконита практически не содержат фазовых примесей других минералов, МГГ отличаются совершенством слюдяной структуры, малым количеством разбухающих слоев. Близкая к линейной зависимость параметра $b_{эксп}$ элементарной ячейки

Рис. 2. Зависимость параметра элементарной ячейки $b_{\text{эксп}}$ от содержания Fe^{3+} для МГГ Прибалтики

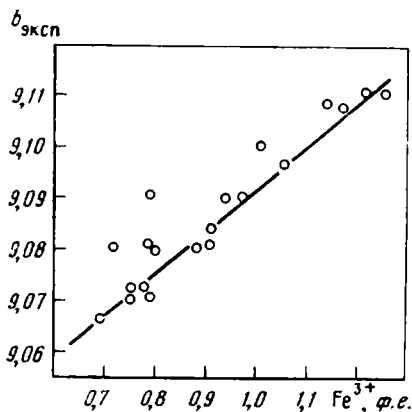
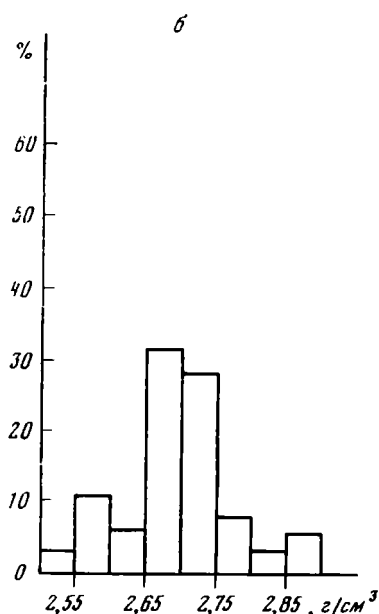
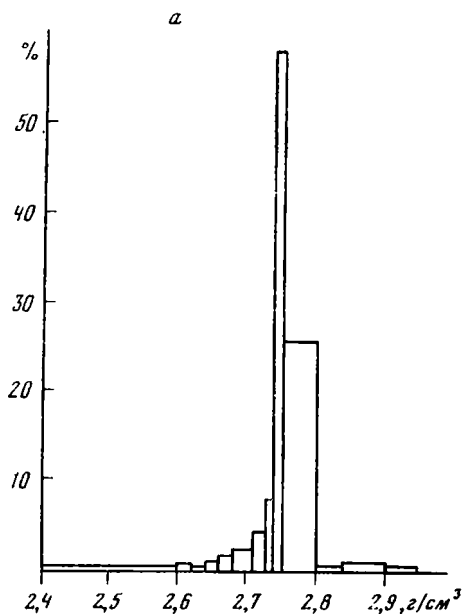


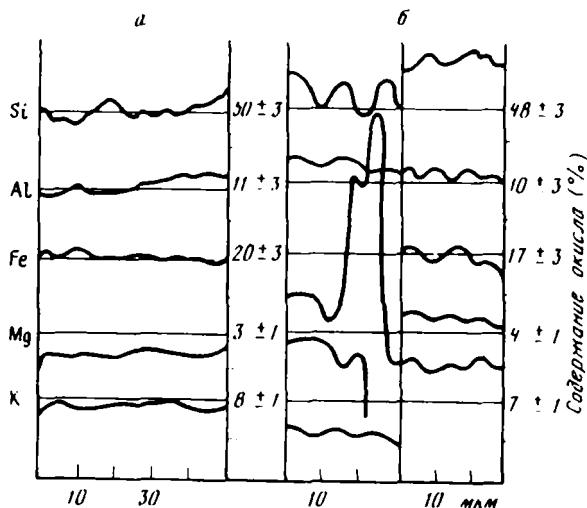
Рис. 3. Гистограммы распределения зерен глауконита по плотности
 а — почти неизмененных (Бабино), б — измененных (обр. 9/6а)



от содержания Fe^{3+} говорит о структурном характере изоморфизма $\text{Fe}-\text{Al}$ (рис. 2).

Глаукониты комплексов, выделенных на Сибирской платформе, отличаются более широкими, чем в Прибалтике, пределами изменения содержания каждого элемента и соотношений элементов как в разрезе, так и на площади. Наблюдается постепенное уменьшение содержания Al от прибрежных участков (см. рис. 1, в) к центру морского бассейна и увеличение содержания Fe [Николаева, 1981].

МГГ терригенно-известнякового комплекса по составу, данным рентгеновского анализа, электронной микроскопии близки между собой и похожи на прибалтийские — практически не содержат примесей других



Р и с. 4. Диаграммы концентраций основных катионов в зернах МГГ
а — почти неизменных, б — измененных

минералов, отличаются совершенством слюдяной структуры, малым количеством разбухающих слоев.

Для почти всех глауконитов комплекса параметр $b_{\text{зксп}}$ совпадает с теоретическим рассчитанным по формуле. В глауконитах из отложений этого комплекса по р. Окунайке отмечается примесь хлорита, причем его максимальное содержание наблюдается в образцах из песчаников; в образцах из других пород этих же разрезов хлорита мало. Чем больше в образце хлорита, тем, судя по параметру $b_{\text{зксп}} = 9,07\text{\AA}$, глауконит является более алюминиевым. Присутствие хлорита в глауконите в сероцветном терригенно-известняковом комплексе в ряде мест по окраинам Сибирской платформы, для которых указано наиболее заметное влияние источников сноса терригенного материала [Бгатов, 1973; Занин, 1970], говорит о возможном присутствии палеоделът в этих частях нижеордовикского бассейна. По ширине зоны распространения хлорита можно судить об амплитуде смещения береговой линии в связи с трансгрессиями и регрессиями морского бассейна.

Все глаукониты терригенно-известняково-доломитового комплекса Сибирской платформы обладают повышенным содержанием Mg и Fe^{2+} по сравнению с глауконитами из такого же типа комплекса Прибалтики, причем как в том, так и в другом бассейне повышенные содержания Mg в МГГ отмечаются в зонах наибольшего распространения доломитов.

По составу МГГ неоднородны — в наибольшем количестве в пробах содержатся примеси доломита, кварца, кальцита, пирита, хлорита, окислов и гидроокислов железа, фосфатов. Однако для основной части образцов, характеризующихся узкими спектрами плотностных фракций (рис. 3, а) и однородным составом зерен глауконита во фракции, по данным микрозонда (рис. 4, а), экспериментальный и теоретический параметры элементарной ячейки совпадают удовлетворительно в пределах точности эксперимента (рис. 5). Это, по-видимому, может указывать на соответствие результатов химического анализа составу мономинерала.

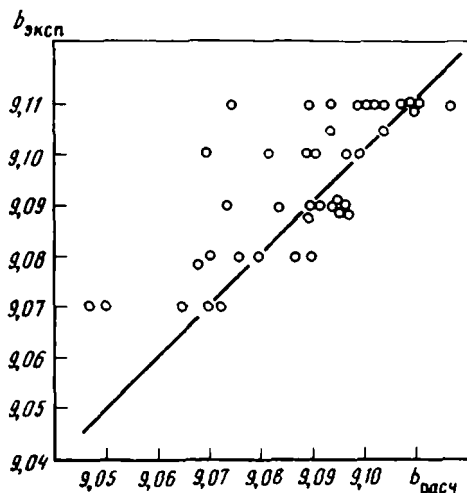
Остановимся подробнее на характеристиках измененных вторично-

Р и с. 5. Соотношение между параметрами элементарной ячейки, рассчитанными ($b_{расч}$) и измеренными экспериментально ($b_{эксп}$)

ми процессами глауконитов двух сравниваемых бассейнов. Примером глауконита, измененного путем сернокислого выветривания и алюминизации [Николаева, 1977, 1981; Николаева и др., 1981], является образец 9/6а из зоны окисления пиритовых конкреций в Прибалтике. Фракции образца по плотности неоднородны (см. рис. 3, б): фиксируются два плотностных пика: 2,55–2,6 г/см³ и основной пик 2,65–2,75 г/см³. Фазовыми примесями являются ярозит, кварц, доломит. С помощью микрозонда выявлено, что примеси находятся как на поверхности, так и внутри зерна в виде пятнышек диаметром до 10–15 мкм. Отмечается также, что состав самого глауконита по зерну не постоянен (см. рис. 4, б). Эта неоднородность становится еще заметнее в зернах из легких плотностных фракций, где процессы изменения прошли глубже. Образец характеризуется несколько повышенным количеством разбухающих слоев (15–20%), однако содержание калия при этом, по данным химических анализов и микрозонда, практически не уменьшается. Параметр b элементарной ячейки не подчиняется общей для прибалтийских глауконитов зависимости и не совпадает с рассчитанным по формуле на основании данных химического анализа.

На Сибирской платформе для глауконитов, затронутых процессами изменения по типу алюминизации (р. Ангара, дер. Кова), характерны широкие спектры плотностных фракций, неоднородный состав зерен от фракции к фракции и внутри одного зерна. На дифрактограммах такая неоднородность состава проявляется в уширенной и асимметричной форме рефлекса 060. Параметр $b_{эксп}$ значительно превышает величину, рассчитанную по формуле для среднего химического состава.

Параметры тонкой кристаллической структуры минерала определяют степень совершенства его внутреннего строения. Величины областей когерентного рассеяния, а также величины микронапряжений, вызванных различными дефектами строения, не являются постоянными для одного и того же минерала, они могут меняться в зависимости от условий его образования и преобразования. Размеры областей когерентного рассеяния МГГ определялись методом гармонического анализа профилей дифракционных линий в направлении оси c . Для минералов рассматриваемых районов они составляют 100 Å; выдержанность размеров областей когерентного рассеяния свидетельствует о сходных P – T -условиях образования МГГ этих регионов. Среднеквадратичные значения микроискажений для глауконитов Прибалтики равны нулю, а для минералов Сибирской платформы имеют значимые величины (до 0,2), что, по-видимому, можно связать с преобразованием МГГ Сибирской платформы на стадии глубокого катагенеза, установленного И.В. Николаевой [1977] на основании стадийного анализа ордовикских отложений.



Выводы. Сравнение двух нижнеордовикских бассейнов: эвапоритового (Сибирская платформа) и нормально-морского (Прибалтийский регион) выявило индикаторные свойства глауконита.

1. Как для нормально-морского, так и для эвапоритового бассейна отмечается возрастание содержания Fe в МГГ по мере удаления от берега в глубь моря: содержание Al имеет обратную тенденцию: повышенные содержания у берега (0,8 ф. е.) и пониженные (0,4 ф. е.) — к центральной части бассейнов.

2. Как в нормально-морском, так и в эвапоритовом бассейне содержания Mg в глауконите закономерно возрастают от берега в глубь моря, однако максимальные содержания Mg для первого являются минимальными для второго.

3. Отмечаются минералы группы глауконита двух типов: однородные по составу на макро- и микроуровнях (но с разным соотношением катионов, заполняющих структурные позиции 2:1-слоя) и неоднородные. Для первых параметр в элементарной ячейке совпадает с экспериментально измеренным, для вторых — не совпадает. Причинами несоответствия параметра химическому составу можно считать, с одной стороны, наличие примесей других минералов, в особенности слоистых, существенно изменяющее соотношение катионов в кристаллохимических формулах, полученных по данным химического анализа; с другой — неоднородность состава самого глауконита, характерную для минералов, подвергшихся тем или иным процессам изменения. Неоднородность состава таких минералов проявляется в широком спектре плотностных фракций, неоднородности состава зерен в одной фракции и отдельных частиц в зерне.

4. Одинаковые размеры областей когерентного рассеяния МГГ свидетельствуют, по-видимому, о сходных *P-T*-условиях образования минералов этих регионов, а различие в значениях микроискажений — о преобразовании МГГ Сибирской платформы на стадии глубинного катагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Бзатов В.И. Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. Красноярск: Кн. изд-во, 1973. 239 с.
- Горбунова Л.И. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций. — Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 5, с. 867—870.
- Занин Ю.Н. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск: Наука, 1970. 218 с.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 320 с.
- Николаева И.В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4—41.
- Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С. и др. Проблема неизменных и измененных минералов группы глауконита. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 55—69.

Л.П. ГОРБАЧ, В.В. ШЕХОТКИН

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПЛАТФОРМЕННЫХ МОРЯХ В КОНЦЕ МЕЗОЗОЯ – НАЧАЛЕ КАЙНОЗОЯ И ПРИНЦИПЫ ИХ ТИПИЗАЦИИ

Типизация обстановок осадконакопления в платформенных морях в конце мезозоя – начале кайнозоя производится по характеру тектонических движений (как на континентах, так и в пределах океанических акваторий), по физико-географическим условиям (климату, рельефу суши, гидродинамическим и физико-химическим особенностям водных масс бассейнов) и различиям в составе органического мира. На протяжении позднего мела и палеоцена влияние этих факторов на характер седиментации проявлялось по-разному.

Тектонические движения земной коры в пределах океанов приводили к эвстатическим колебаниям их уровней и как следствие этого – к планетарным перестройкам физико-географических условий и к изменению обстановок седиментации. Эпейрогенические движения на континентах, особенно частые в палеоцене, накладывались на общий фон, созданный эвстазией, и обуславливали региональные изменения условий седиментации в бассейнах. Эпейрогенез и эвстазия проявлялись в первую очередь через обширные трансгрессии и регрессии. В ранге эвстатических можно рассматривать изменение уровня океанов в период поздне меловой трансгрессии и сменившей ее позднемаастрихтской регрессии.

Начало маастрихтского века совпало с максимумом поздне меловой трансгрессии. По своим размерам она не имела аналогов в истории Земли и охватила огромные территории – не только вновь возникшие океанические впадины, но и многие участки платформ. Последние были залиты мелководными эпиконтинентальными морями, обстановки осадконакопления в которых существенно отличались от геосинклинальных бассейнов. Между этими морями существовали долговременные свободные связи, что подтверждается космополитизмом фаунистических комплексов (как планктонных, так и бентосных) и указывает на длительный тектонический (орогенический) покой в истории Земли. Континенты были низкими, слабо расчлененными, а дно бассейнов довольно плоским. Поэтому в них поступало мало обломочного материала.

Климатическая зональность в поздне меловую эпоху вследствие широкого развития морских трансгрессий проявлялась нечетливо. В пределах материков, прилегающих к эпиконтинентальным бассейнам, почти повсюду господствовал тропический климат. Лишь в северо-восточной части Русской платформы на характер осадконакопления оказывала влияние близость зон умеренного и бореального климата.

Вследствие вялости тектонического режима и незначительных климатических изменений обстановки осадконакопления в позднем мелу существенно не менялись до позднего маастрихта. Это определило однообразие литологического состава отложений верхнего мела, представленных преимущественно карбонатными породами – писчим мелом, мелоподобными известняками, мергелями. Пороодообразующими в них являются остатки наннопланктона и планктонных фораминифер. Бентосные формы (устрицы, иноцерамы, морские ежи, губки) играли меньшую роль. Терригенный тип осадконакопления имел ограниченное распространение – лишь в Западно-Сибирском бассейне, располагавшемся в пределах влияния зоны умеренного климата, и в некоторых прибрежных областях морей

Русской платформы, герцинской части Западной Европы и Северо-Американской платформы, где образовывались пласты кварцево-глауконитовых песчаников и песчанистых глин.

На Русской платформе (Поволжье, Южное Приуралье, Восточный Донбасс) терригенные осадки в сторону открытого моря в промежуточных зонах бассейнов сменяются диатомитами, опоками, трепелами, возникшими за счет скопления панцирей диатомей и разложения губковой биомассы на стадии диагенеза. По мнению М.М. Рышкова [1979], источником кремнезема для них служили воды полярных течений. Однако не исключено, что кремнезем, как и кальций, в бассейн поступал в результате химического выветривания пород питающих провинций, чему, на наш взгляд, способствовали тектоническая и климатическая обстановки позднемеловой эпохи. Не случайно кокколиты и диатомеи на Земле наиболее широко распространились в позднем мелу.

Во вторую половину маастрихтского века началась регрессия. Она сопровождалась резким сокращением площади эпиконтинентальных морей. На литологическом составе отложений регрессия отразилась увеличением привноса терригенного материала и расселением в морях мелководной фауны (устриц, пектинов, губок). Повсеместно верхнемаастрихтские породы представлены песчанистыми, кремнеземистыми известняками и мергелями, а, нередко — песчаниками и алевролитами. Обмеление бассейнов, изменение их очертаний усилило влияние гидродинамического фактора на процесс осадконакопления. Увеличилась подвижность вод (что подтверждается плохой отсортированностью материала, следами косой слоистости, скоплением пектеней в виде намытых линз), улучшилась их аэрация, возросли значения Eh, что способствовало расселению бентосных организмов почти на всей площади дна бассейнов. В открытых частях бассейнов отлагались глинисто-карбонатные осадки с меньшим содержанием терригенного материала, с более низкими значениями Eh иловых вод.

Конец маастрихта совпал с максимумом регрессии. Она, по-видимому, была связана с эвстатическим понижением уровня Мирового океана [Найдин, 1976; Резанов, 1979], подтверждением чего является широкое распространение в мире следов этой регрессии — перерыв в осадконакоплении на рубеже маастрихтского и датского веков, "твердый грунт" на поверхности маастрихтских пород, обычно с фосфоритами и глауконитом. С концом маастрихта совпали также катастрофическое вымирание многих мезозойских групп органического мира (как наземных, так и обитавших в морях) и резкое изменение характера осадконакопления. Причины этих явлений пока еще неясны. Для их объяснения привлекаются различные факторы, как земные [Tappan, 1968; Worsley, 1974; Ramsay, 1974; Найдин, 1976; Резанов, 1979], так и космические [Kyte et al., 1980]. По-видимому, они явились следствием эвстатического понижения уровня Мирового океана в конце маастрихта.

Основной причиной всемирных регрессий считается опускание дна океанов [Резанов, 1979], что подтверждается бурением в океанах. Здесь на больших глубинах (до 5 км) установлены мелководные маастрихтские отложения. Они перекрыты глубоководными океаническими осадками, что свидетельствует о быстром опускании, не компенсированном осадконакоплением. Резкое изменение очертаний суши и моря на рубеже маастрихтского и датского веков, естественно, должно было вызвать глобальную перестройку циркуляции океанических вод, что привело к планетарным изменениям физико-географических условий, в частности к ухудшению климата (похолоданию), которое повлекло за собой значительные физико-химические изменения, отразившиеся как на развитии органи-

ческого мира, так и на характере седиментации. Похолодание в конце маастрихтского века подтверждается изучением палеотемператур океанических вод путем изучения изотопов кислорода и углерода в раковинах фораминифер [Saito et al., 1974], палеоботаническими [Синицын, 1980] и палеоэкологическими данными [Фойгт, 1963; Морозова и др., 1967; Крашенинников, 1969].

Однако все последствия событий конца мела не могут быть объяснены только ухудшением климата (например, образование "твердого грунта" на поверхности маастрихтских пород, широкое развитие фосфоритности). По Х. Теппен [Tappan, 1968], Т. Ворсли [Worsley, 1974], А. Ремсею [Ramsay, 1974], это является следствием подъема критической глубины карбоната накопления в конце маастрихтского века до фотической зоны. Последнее, по мнению Х. Теппен [Tappan, 1968] и Т.Р. Ворсли [Worsley, 1974], могло быть вызвано необычайно пышным развитием в позднемеловых морях наннопланктона, что в условиях длительного тектонического покоя привело к катастрофическому карбонатному истощению в водах Мирового океана и резкому подъему критической глубины карбоната накопления. Карбонатное истощение явилось непреодолимым ограничителем развития наннопланктона — одного из главных начальных звеньев в цепи пищевых ресурсов. Это вызвало "цепную реакцию" гибели зависимых друг от друга организмов. С другой стороны, резкое сокращение фитопланктона в океанах сказалось на составе атмосферы (уменьшилось содержание CO_2), что повлияло как на климат, так и на развитие наземного органического мира.

Независимо от правильности той или иной точки зрения следует признать, что продуктивность фитопланктона являлась одним из главных факторов, контролировавших осадконакопление в позднемеловых морях. Она не только определяла тип осадков, но, по-видимому, оказывала влияние на развитие других факторов (физико-химического и, возможно, климатического).

В палеоценую эпоху, которая, по нашим представлениям, начинается с датского века, произошла активизация тектонических (орогенических) движений. Она привела к обособлению ландшафтно-динамических зон вследствие расчленения рельефа материков и дна бассейнов. Появились многочисленные отмели и суши, разгораживавшие отдельные участки открытого моря. Все это способствовало изоляции морей, расселению в них эндемичных форм фауны и обусловило дифференциацию обстановок осадконакопления даже в эпиконтинентальных бассейнах. Свидетельством этого являются фрагментарность распространения и пестрота литологического состава пород. Эпейрогенические поднятия нередко искажали плавный ход палеогеновой трансгрессии, сменившей позднемеловую регрессию, вызывая на этом фоне региональные регрессии. На характер осадконакопления оказывали влияние и более мелкие дифференцированные движения отдельных блоков, что приводило к изменениям обстановок осадконакопления даже в пределах ограниченных территорий, в том числе к местным перерывам в осадконакоплении.

Вторым фактором типизации обстановок осадконакопления в палеоцене морей является климатическая зональность. Похолодание, начавшееся в конце маастрихта, в датское время продолжалось недолго, что подтверждается исчезновением холоднолюбивых глобигерин уже в самом раннем дате. Направленное изменение климата мезозоя в сторону иссушения [Синицын, 1980] в палеоцене привело к господству аридных условий в пределах тропической и субтропической зон. На это указывают остатки фауны и флоры, а также состав пород, характерный для экстра-

карбонатной формации аридного тропического пояса, в том числе известковые коры, формировавшиеся во время перерывов в осадконакоплении, например, в Крыму на рубеже датского и инкерманского (монтского) веков.

В прибрежных зонах морей отлагались биогенные карбонатные осадки, породообразующую роль в которых играли бентосные фаунистические комплексы, в том числе рифостроящие (мшанки, серпулы). Они часто образовывали обширные биостромы. Существовали также заросли криноидей, багряных водорослей. Много было морских ежей, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, брахиопод, бентосных фораминифер. На характер осадконакопления заметное влияние оказывал гидродинамический режим водных масс. Геохимическая обстановка характеризовалась высокими значениями Eh и слабощелочной средой. В открытоморских частях бассейнов породообразующими являлись планктонные фораминиферы. Здесь, вне влияния волн, отлагались тонкие глинисто-известковые осадки. За пределами тропических зон (в северо-восточной части Русской платформы, на Западно-Сибирской плите) накапливались песчано-глинистые и кремнеземистые отложения (трепелы, опоки).

Таким образом, рубеж маастрихтского и датского веков является началом величайшей перестройки лика Земли, временем значительных физико-географических и биологических изменений, которые отражались и в обстановках осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Крашенинников В.А. Географическое и стратиграфическое распространение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей. М.: Наука, 1969. 237 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 202).
- Морозова В.Г., Кожевникова Г.Е., Курылеева А.М. Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Колет-Дага и методы их корреляции по фораминиферам. М.: Наука, 1967. 211 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 157).
- Найдин Д.П. Эпейрогенез и эвстазия. — Вестн МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 2, с. 3—16.
- Резанов И.А. Происхождение океанов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Рышков М.М. Особенности мезо-кайнозойского кремнезема на территории Восточного Донбасса и Предкавказья. Ростов, 1979. 11 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ, № 2167—79 Деп.).
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. 2-е изд. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Фойгт Э.К. К вопросу о стратиграфической самостоятельности датского яруса. — В кн.: Тр. 21-го Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, вып. 1, с. 56—61.
- Kyte F.T., Zhon Z., Wasson J.T. Siderophile-enriched sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary. — Nature. Phys. Sci., 1980, vol. 288, N 5792, p. 651—656.
- Ramsay A.T.S. The distribution of calcium carbonate in deep-sea sediments. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 20, p. 58—76.
- Saito T., Burckle L., Hays J. Implications of some pre Quaternary sediments cores and datings. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 20, p. 76—84.
- Tappan H. Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1968, vol. 4, N 3, p. 26—52.
- Worsley T.R. The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 20, p. 85—104.

**ГАЛОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ НЕГАЛОГЕННЫХ ФАЦИЙ –
ГЛОБАЛЬНОЕ ЯВЛЕНИЕ В ПОДСОЛЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ**

При исследовании катагенеза осадочных пород основное внимание традиционно уделяется кварцу, полевым шпатам, глинистым и карбонатным минералам, важное индикаторное значение которых хорошо известно. Катагенетические ангидрит, гипс и галит изучены гораздо хуже. Цель этой статьи – показать, что комплекс галогенных минералов обычен для негалогенных фаций подсолевых толщ и может играть существенную роль в выделении и типизации катагенетических обстановок.

Интенсивной катагенетической сульфатизации и галитизации подвергались межсолевые и подсолевые отложения кембрия и верхнего протерозоя Иркутского амфитеатра [Анциферов, 1964; и др.]. Ангидрит, гипс, галит отмечены в карбонатных и алевроито-песчаных породах ушаковской, мотской (парфеновский и ярактинский горизонты) и усольской (осинский горизонт) свит в пределах Ярактинской, Марковской, Северо-Марковской, Непской, Потаповской и других площадей. Количество галита в доломитах достигает 40–50%. В песчаниках галит часто целиком заполняет поры, образуя пойкилитовый цемент, составляющий 15–20% всей массы породы; таких же величин достигает в песчаниках и содержание ангидрита. Галогенные минералы в кембрийско-верхнепротерозойских отложениях завершают последовательность постседиментационного минералообразования.

Зафиксирована сульфатизация терригенных пород ордовикской формации Виннипег, развитой в провинциях Манитоба и Саскачеван (Канада) и в прилегающих районах США [Kessler, 1978]. Это главным образом отложения временных водных потоков и золотые. Устанавливаются две генерации сульфата кальция. Ранняя представлена гипсом и ангидритом, которые цементировали дюнные пески при испарении просачивавшихся сквозь них приливно-морских вод. Кристаллизация ангидрита поздней генерации обусловлена проникновением вод из залегающих выше ордовикско-силурийских эвапоритов.

В межсолевых карбонатных пластах верхнесилурийской (лудлов) солоносной формации Салина на газоносной площади Белл Ривер Миллс (штат Мичиган, США) породы содержат ангидрит в пустотах и трещинах, а также галит, рассеянный и цементирующий обломки межформационных брекчий [Gill, 1977]. По мнению Д. Гилла, формирование поздних галогенных минералов в карбонатных породах вызвано влиянием эвапоритовых рассолов, просачивавшихся сверху из отложений надприливных равнин. Формация Салина подстилается венлокской формацией Гьюлф, в составе которой выделяется значительное количество рифов – “пиннаклей”. В породах, слагающих рифовые постройки, также наблюдаются вторичные сульфатизация и галитизация, которые связываются с действием рассолов, мигрировавших из отложений формации Салина.

Значительно распространены галогенные минералы в негалогенных породах осадочного чехла Припятского прогиба, содержащего две мощные эвапоритовые формации: франскую и фаменскую. Катагенетические сульфаты (ангидрит, реже – гипс) развиты в межсолевых (нижнефаменских) и подсолевых (франско-рифейских) отложениях. Сульфатные новообразования встречаются в виде выполнения пор, каверн, трещин и участков метасоматического замещения матрицы пород в известняках, доломитах, песчаниках, гравелитах, аргиллитах. Постдиагенетический галит в порах,

трещинах и кавернах зафиксирован в карбонатных и терригенных межсолевых и подсолевых девонских породах. Сделаны отдельные находки песчаников с галитовым цементом в отложениях пинской свиты рифея. Проявления катагенетических галогенных минералов в Припятском прогибе имеют типично наложенный характер и распространены в отложениях разных фаций: от девонских морских — глубоководной (доманикоидной) и шельфовой (биогермной) — до континентальной ледниковой (вильчанская серия венда). Представляет интерес галитизация пород верхней выветрелой части кристаллического фундамента.

На территории Урало-Поволжья процессом сульфатизации охвачены породы разного литологического состава нижнепермского, каменноугольного, девонского и верхнепротерозойского возраста, залегающие под кунгурской соленосной толщей [Суркова, 1972; Чепиков, Смирнова, 1972; Стеблева, Семенова, 1980; и др.]. В Башкирии катагенетический ангидрит встречается в кавернах и трещинах карбонатных отложений девона: верхнего (средне-верхнефранский подъярус, в том числе доманиковый горизонт) и среднего (старооскольско-бийские слои). На территории Татарии отмечена вторичная сульфатизация карбонатных пород башкирского яруса и турнейских песчаников. Выпадение вторичных ангидрита и гипса зафиксировано в окско-башкирских и девонско-турнейских карбонатных и в нижнекаменноугольных терригенных породах Куйбышевской области. В пределах Пермской области установлена катагенетическая сульфатизация ниже- и среднекаменноугольных обломочных, органогенных и хемогенных карбонатных пород и песчаников. Сульфаты являются одними из последних в ряду вторичного минералообразования. Катагенетическая сульфатизация верхнепротерозойских терригенных и карбонатных отложений установлена в Серноводско-Абдулинском, Бавлинско-Ленинском прогибах и в других районах Урало-Поволжья. Количество ангидрита в породах достигает 4–15%.

Постдиагенетические ангидрит и гипс зафиксированы в Балтийской синеклизе в кембрийских песчаниках и алевролитах, выше которых в разрезе имеется верхнепермская эвапоритовая формация [Лашкова, 1979]. Сульфатные минералы слагают поровый и крустификационный цемент обломочных пород, выполняют трещины в них и являются наиболее поздними катагенетическими минералами.

Широко распространен вторичный ангидрит в песчаниках ротлигендеса (P_1) Североморской синеклизы, где они перекрываются мощной эвапоритовой формацией цехштейна (P_2). По данным Н. Хэнкока [Hancock, 1978], на севере ФРГ в толще ротлигендеса, сложенной песчаниками пустынного происхождения, ангидрит завершает последовательность вторичного минералообразования, а его количество иногда уменьшается вниз по разрезу от перекрывающего цехштейна. К. Гленни с соавторами [Glennie et al., 1978] отмечают обычное присутствие ангидрита в трещинах нижнепермских песчаников зон разрывных тектонических нарушений южного сектора Северного моря.

Подробно изучен катагенетический ангидритовый цемент кембрийских песчаников, подстилающих галогенную триасовую толщу на нефтяном месторождении Хасси-Месауд в Алжире [Прозорович, Скрынник, 1978]. Интересно наличие в этом районе ангидрита в выветрелых гранитах докембрийского кристаллического фундамента.

Число примеров может быть умножено, однако достаточно приведенных, чтобы убедиться в глобальном развитии явления образования галогенных катагенетических минералов в подсолевых формациях. Процесс имеет афациальный сквозьпластовый, типично наложенный характер и обусловлен

воздействием на подсолевые породы различной фациальной принадлежности (глубоководные и шельфовые — морские; пустынные и ледниковые — континентальные) сильно минерализованных рассолов, мигрирующих из залегающих выше соленосных формаций. Таким образом, необходимым следствием галогенеза, развивающегося на поверхности Земли, является его продолжение в разрезе подсолевых отложений (галокатагенез).

ЛИТЕРАТУРА

- Анциферов А.С. О выпадении солей из нижнекембрийских и вендских рассолов в Иркутском амфитеатре. — Геология нефти и газа, 1974, № 4, с. 70—75.
- Лашкова Л.Н. Литология, фации и коллекторские свойства кембрийских отложений Южной Прибалтики. М.: Недра, 1979. 102 с.
- Прозорович Г.З., Скрынник З.Б. Внедрение вод из галогенных толщ в нижележащие коллекторы под высоким давлением и с гидравлическим разрывом пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 143—147.
- Стеблева Г.И., Семенова Е.Г. Породы-коллекторы турнейского и окско-башкирского карбонатных комплексов и их возможности нефтегазоаккумуляции на территории Куйбышевской области. — Геология нефти и газа, 1980, № 3, с. 44—49.
- Суркова Г.И. Некоторые особенности формирования порового пространства карбонатных коллекторов каменноугольного возраста Пермской области. — В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М.: ИГИРГИ, 1972, с. 67—72.
- Челиков К.Р., Смирнова Н.В. Запечатанные битумы — свидетельство сравнительно ранней миграции нефти в верхнедокембрийских отложениях Сивинского района Волго-Уральской области. — В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М.: ИГИРГИ, 1972, с. 25—28.
- Gill D. Salina A-1 sabkha cycles and the Late Silurian paleogeography of the Michigan Basin. — J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47, N 3, p. 979—1017.
- Glennie K.W., Mudd C.C., Nagtegaal P.J.C. Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. — J. Geol. Soc., 1978, vol. 135, N 1, p. 25—34.
- Hancock N.J. Possible causes of Rotliegendes sandstone diagenesis in northern West Germany. — J. Geol. Soc., 1978, vol. 135, N 1, p. 35—40.
- Kessler L.G. Diagenetic sequence in ancient sandstones deposited under desert climatic conditions. — J. Geol. Soc., 1978, vol. 135, N 1, p. 41—49.

УДК 551.312.46

С.К. КРОПАЧЕВА

ФАЦИИ ДРЕВНЕЙ СЕБКХИ И ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

Фациальная обстановка, называемая “себкха” или “сабкха”, установлена на современных приливно-отливных равнинах, расположенных в аридных зонах. Впервые описание условий ее осадконакопления было произведено по материалам изучения осадков приливно-отливной равнины юго-западного побережья Персидского залива [Illing et al., 1965]. Наряду с формированием различных по составу отложений (карбонатных, терригенных) для себкхи характерно субэкральное накопление эвапоритов. Кристаллизация галогенных минералов происходит в порах ранее отложенных осадков в результате капиллярного испарения грунтовых вод, основным источником которых служит морская вода из прилегающей лагуны. Детальное исследование современных процессов галогенеза в условиях приливно-отливных равнин стало основанием для установления аналогичных фаций (палео-себкха) и в древних отложениях.

Изучение фаций палео-себкхи имеет не только чисто научный, но и практический интерес, так как к ним приурочены некоторые виды полез-

ных ископаемых. В ассоциации с субазральными эвапоритами могут встречаться металлоносные красноцветы [Dean, 1979]. К смешанным карбонатно-сульфатным отложениям палеосебкхи приурочены залежи серных руд многих экзогенных месторождений [Кропачева, 1980]. С девонскими эвапоритами палеосебкхи связаны месторождения углеводородов и газовой серы Западной Канады [Фуллер, Портер, 1972]. К аналогичным фациям протерозойского комплекса Северной территории (Австралия) приурочена медная минерализация и небольшие эпигенетические месторождения свинца и цинка [Muir, 1978].

Критерии, которыми в настоящее время руководствуются для распознавания фаций эвапоритов, отлагавшихся в условиях палеосебкхи, разработаны главным образом на материалах современной прибрежной себкхи [Лусия, 1974; Kendall, 1978; и др.]. В последние годы субазральные эвапориты выявлены в составе многих древних галогенных формаций различного возраста. Как можно судить по описаниям этих фаций, их отложения в древних комплексах отличаются от современных в такой же мере, как отличаются мощные толщи эвапоритов прошлого от ограниченных по объему и мощности современных накоплений солей. Причины этого следует искать в эволюции галогенного процесса в ходе геологической истории [Яншин, 1977].

Для установления фаций палеосебкхи в пределах галогенных комплексов существуют различные критерии. Их следует разделить на две группы. К первой относятся критерии обязательные; обоснованные особенностями механизма субазрального накопления эвапоритов, которые как существуют в современной обстановке, так должны были существовать и в прошлые эпохи. Ко второй группе относятся критерии, обусловленные особенностями, присущими конкретным обстановкам галогенеза в условиях древней себкхи.

Основными обязательными критериями формирования эвапоритов палеосебкхи являются: 1) признаки многократного осушения осадков (трещины усыхания, эрозионные поверхности и т.п.); 2) обилие водорослевых строматолитов; 3) присутствие в разрезе плоскогалечных конгломератов, характерных для зоны пляжа; 4) своеобразные формы выделения эвапоритов.

Сопоставление особенностей фаций палеосебкхи, что отличает их от современных аналогов, позволило автору выявить некоторые дополнительные критерии распознавания этих фаций в древних формациях.

Мощность отложений палеосебкхи. На основании аналогии с современной себкхой сложились представления, что мощность единичного пласта эвапоритов составляет в себкхе не более 3 м [Фуллер, Портер, 1972]. Допускается, что многократное чередование циклов себкхи может обусловить мощность этих отложений до нескольких десятков метров [Kendall, 1978]. Однако есть примеры значительно больших мощностей. Верхнеюрские ангидриты формации Бакнер (США) обладают признаками себкховых фаций и достигают мощности 330 м [Лусия, 1974]. Слои однородного по текстуре ангидрита, который накапливался в условиях палеосебкхи в силурийском Мичиганском бассейне, достигают мощности около 80 м. Единичные слои (циклы) карбонатно-сульфатных отложений палеосебкхи в тирасской свите Предкарпатья, установленные автором [Кропачева, 1978], также достигают мощности 15–20 м.

Следовательно, мощность отдельного цикла палеосебкхи может значительно превышать мощность аналогичных современных осадков и составлять по крайней мере несколько десятков метров.

Взаимоотношения с синхронными фациями. Фации палеосебкхи обнаруживаются не только в пределах морских негалогенных отложений (например, маломощный гипсоносный горизонт среди морских неогеновых комплексов Керченского полуострова), но часто входят и в состав крупных галогенных формаций. Этим они отличаются от современных осадков себкхи, которые формируются на фоне преобладающего нормально-морского осадконакопления. Для современной себкхи намечается следующий фациальный ряд: континентальные фации → фации себкхи → морские карбонатные фации. В древних формациях также может наблюдаться такая зональность. Примером является верхнедевонская формация Стетлер [Фуллер, Портер, 1972]. Некоторые исследователи считают приведенную последовательность фаций обязательной для установления палеосебкхи [Devis, 1977].

Рассматривая фациальные ряды в других галогенных формациях, следует сделать вывод, что приведенная выше "классическая" последовательность не везде выдерживается. Отсутствует она в мессинской формации на о-ве Сицилия, где фации палеосебкхи располагаются по периферии либо соляных линз, либо впадин, выполненных субаквальными фациями сульфатов кальция, чередующихся с мергелями и мелководными известняками [Hardie, Eugster, 1971; Schreiber et al., 1976]. Фации палеосебкхи установлены в галогенной формации нижнего фарса в Северном Ираке, где они размещаются по периферии разновозрастных соленосных отложений, заполняющих Месопотамский прогиб [Shawkat, Tucker, 1978]. Себкховые фации Керченского полуострова [Кропачева, 1977] сопряжены обычно с разновозрастными карбонатно-глинистыми морскими фациями, однако на отдельных площадях (Камыш-Бурунский прогиб и его борта) переходят в субаквальные глинистые тонкослоистые гипсы.

В "классическом" фациальном ряду в соответствии с законом Головкинского—Вальтера фации палеосебкхи в разрезах будут находиться в циклической последовательности с карбонатными морскими отложениями. Нарушение этого фациального ряда в тех случаях, когда в прилегающем водоеме также накапливались галогенные осадки, обуславливает перемежаемость фаций палеосебкхи с субаквальными эвапоритами.

Примером перемежаемости эвапоритов себкхи с эвапоритами, отлагавшимися в погруженных участках солеродного бассейна, служат среднедевонские отложения бассейна Эльк-Пойнт в Канаде [Bebout, Maiklem, 1973], где выделены три фациальные зоны накопления эвапоритов (себкховая, мелководная сульфатная и глубоководная с солями). В разрезах наблюдается переслаивание галогенных фаций палеосебкхи с субаквальными эвапоритами. Установленные автором в тирасской свите Предкарпатья карбонатно-сульфатные отложения палеосебкхи [Кропачева, 1978] также чередуются с моносulfатными, относительно глубоководными отложениями.

В древних галогенных формациях нередко встречаются ассоциации эвапоритов палеосебкхи с более древними морскими рифовыми комплексами, размещенными по периферии бассейнов галогенной седиментации. Очевидно, возвышенные рифовые плато и их склоны в период сокращения площадей морских бассейнов (фактор, обусловивший галогенез) под воздействием эрозии превращались в пологие приливно-отливные равнины, слабо наклоненные в сторону моря. Здесь происходило субазральное накопление эвапоритов. Примером такой обстановки служат фации палеосебкхи, прилегающие к древнему рифовому массиву в Мичиганском бассейне. Сходная обстановка сложилась при накоплении

верхнеюрской гаурдакской формации в районе юго-западной части Гиссара, где фации палеосебкхи, установленные автором, прилегают к древнему рифовому массиву оксфорда и перекрывают его склоны. Фации палеосебкхи на некоторых антиклиналях Керченского полуострова также перекрывают массивы более древних чокракских рифов.

Нередко такая обстановка способствует кристаллизации галогенных минералов непосредственно в телах рифов. Слои ангидритизированных рифов с сохранившимися органогенными текстурами достигают в формации Эльк-Пойнт 20–50 м. Сходный механизм ангидритизации рифогенных карбонатов описан И.В. Безбородовой [1975] в визейской толще юго-востока Русской платформы. Аналогичный механизм сульфатизации рифов наблюдается в чокракских отложениях побережья Керченского полуострова, изученных автором [Кропачева, 1977]. К этим рифам причислялись более поздние фации палеосебкхи, останцы которых еще можно наблюдать в обнажениях. Современные аналоги подобных образований неизвестны.

Геохимическая обстановка галогенеза в условиях палеосебкхи. Одним из хорошо изученных процессов образования современной себкхи является диагенетическая доломитизация ранее отложенных осадков карбоната кальция. Этот процесс обусловлен значительным обеднением минерализованных грунтовых вод кальцием, который постоянно расходуется на кристаллизацию гипса в порах рыхлых карбонатных отложений. Возрастающие отношения Mg/Ca и способствует доломитизации отложений себкхи. Многие исследователи присутствию сингенетичного сульфата кальция доломита придают почти решающее значение при диагностировании фаций палеосебкхи [Devis, 1977; и др.]. Однако имеются древние галогенные формации, в которых себкховые фации установлены вполне достоверно, но вместо доломита в ассоциации с сульфатами присутствует только кальцит. Примерами являются сицилийский мессиний [Hardie, Eugster, 1971] и тирасская свита Предкарпатья [Кропачева, 1978].

Причины отсутствия доломита в некоторых сульфатоносных отложениях палеосебкхи могут быть разные. Их выяснение требует специальных исследований по восстановлению геохимической обстановки накопления этих фаций. Одной из причин, на наш взгляд, может быть чрезмерное повышение концентрации сульфатного иона в растворах. В этом случае для создания насыщения по гипсу достаточно было меньших количеств кальция, чем это происходит при процессах солнечного испарения морской воды. Следовательно, кристаллизация гипса из раствора не приводила к существенному повышению отношения Mg/Ca , что и препятствовало доломитизации. Дополнительным источником сульфата могли быть континентальные воды, смешивающиеся с морскими. Высказанное предположение, естественно, не является единственным объяснением.

Подытоживая рассмотрение ряда отличий фаций палеосебкхи от их современных аналогов, следует сделать вывод, что сравнительно-литологический метод, основанный на принципе актуализма, при диагностике этих образований должен применяться с существенными ограничениями. Механическое перенесение всех особенностей современной себкхи на древние галогенные комплексы, как это часто бывает, может стать препятствием для установления этих фаций в древних формациях.

- Безбиронова И.Б. Биогермы ангидрит-карбонатной окской толщи (визе) юго-востока Русской платформы. — В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов (ископаемых и современных). М.: Наука, 1975, с. 124–139.
- Кропачева С.К. Среднемиоценовые известково-гипсовые отложения и их значение для формирования керченских серопроявлений. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6, с. 1414–1417.
- Кропачева С.К. Значение состава, текстур и структур продуктивных пород для процессов серообразования. — Сов. геология, 1978, № 6, с. 85–96.
- Кропачева С.К. Литолого-фациальные особенности сульфатных пород и их влияние на серообразование. — В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980, с. 53–69.
- Лусис Ф. Осадконакопление в обстановке эвапорит-карбонатной береговой зоны. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974, с. 196–226.
- Фуллер Дж.Г., Портер Дж.У. Нефтяные резервуары внутри девонских и миссисипских эвапоритовых отложений Альберты, Саскачевана и Северной Дакоты. — В кн.: Соленакопление и солёносные отложения осадочных бассейнов. (В освещении зарубежных ученых). М.: Недра, 1972, с. 98–117.
- Яшин А.П. Основные проблемы соленакопления. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 5–16.
- Bebout D.G., Maiklem W.R. Ancient anhydrite facies and environments, Middle Devonian, Elk Point basin, Alberta. — Bull. Can. Petrol. Geol., 1973, vol. 21, p. 287–343.
- Dean W. Evaporites. — Geotimes, 1979, vol. 24, N 1, p. 27.
- Devis G.R. Carbonate-anhydrite Facies, Relation in Otto Fiord Formation, Canadian Arctic Archipelago. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, N 11, p. 1929–1949.
- Hardie L., Eugster H. The depositional Environment of Marine Evaporites: a case of shallow, clastic accumulation. — Sedimentology, 1971, N 16, p. 187–220.
- Illing L.V., Wells A.J., Taylor J.C. Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1965, N 13, p. 89–111.
- Kendall A. Facies Models 11. Continental and Supratidal (Sabkha) Evaporites. — Geosci. Can., 1978, vol. 5, N 2, p. 66–78.
- Muir D.J. A sabkha model for the deposition of part of the Proterozoic Me. Artur Group of the Northern Territory, and its implications for mineralisation. — BMP J. Austral. Geol. Geophys., 1978, vol. 4, p. 149–162.
- Scheriber R.C., Friedman J.M., Decima A., Schreiber E. Depositional environments of upper miocene (Messinian) evaporite deposits in the Sicilian basin. — Sedimentology, 1976, vol. 23, N 6, p. 729–761.
- Shawkat M., Tucker M. Stromatolites and Sabkha cycles from the Lower Fara Formation (Miocene) of Iraq. — Geol. Rdsch., 1978, Bd. 67, N 1, S. 1–14.

УДК 552.14:553.63

В.И. КОПНИН

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГАЛОГЕННОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Диagenез охватывает многообразные процессы преобразования первично-осажденного осадка в литифицированную горную породу. Эти процессы подразделяются на химические и физические (рисунк). Химические процессы, приводящие к изменению химического состава осадка (метасоматоз), и преобразование метастабильных минералов в промежуточные, а промежуточных в конечные изучены и освещены в работах М.Г. Валяшко [1962], Н.М. Страхова [1962], М.П. Фивера [1967] и др. Такие химические процессы, как перекристаллизация, минералообразование их поровых растворов и другие, с различной степенью детальности рассмотрены в петрографических работах В.А. Вахрамеевой [1956], В.Н. Дубининой [1954], Т.М. Жарковой [1976], А.А. Иванова и М.Л. Во-

Превращения породообразующих соляных минералов

Минерал	Исходные			
	Химическая формула	Объемный вес	Сингония	Габитус
Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	1,6	Ромбическая	Бочковидный, таблитчатый
Каинит	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	2,1	Моноклиная	Таблитчатый
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1,68	Ромбическая	Призматический, игольчатый
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1,68	"	Призматический
Сильвин	KCl	1,99	Кубическая	Кубический
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1,68	Ромбическая	Призматический
Сильвин	KCl	1,99	Кубическая	Кубический
Каинит	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	2,1	Моноклиная	Таблитчатый
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1,68	Ромбическая	Призматический
Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	1,60	"	Таблитчатый
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2,3	Моноклиная	"

роновой [1972], С.М. Кореневского и М.Л. Вороновой [1966], В.В. Лобановой [1956], Ю.И. Дупинича с соавторами [1969], А.Л. Протопопова и Е.В. Петрова [1981], С.В. Ходьковой [1973], Я.Я. Яржемского [1967] и др. Что касается физических процессов, то их изучению уделяется значительно меньше внимания и чаще всего они рассматриваются как последиагенетические. Вместе с тем вопросы взаимоотношения химических и физических диагенетических процессов и их влияние на структурно-текстурный облик пород практически мало изучены. Эти вопросы и обсуждаются ниже.

Весьма важной особенностью строения галогенных отложений, которая оказывает существенное влияние на диагенетические процессы, является ритмичнослоистое строение осадка (породы), обусловленное чередованием сезонных или сезонно-периодичных образований одной стадии развития галогенеза с сезонными или сезонно-периодичными образованиями другой, более высокой (или, наоборот, более низкой) стадии. Например, элементарный набор ангидритовой породы состоит из чередования слоев ангидрита и доломита или глинисто-карбонатной породы; сильвинитовый набор — из галопелита, перистой каменной соли, сильвина и зернистой каменной соли; карналлитовый набор — из галопелита, каменной соли и карналлита и т.п. [Жарков, Жаркова, 1969]. Химические диагенетические преобразования охватывают не весь набор, а в первую очередь слои, содержащие кристаллогидраты; физические же процессы — или весь объем набора, или только его калийные сезонные слои. Следовательно, избирательность проявления химического диагенеза в разрезе галогенных осадков представляет собой характерную черту их диагенетических преобразований.

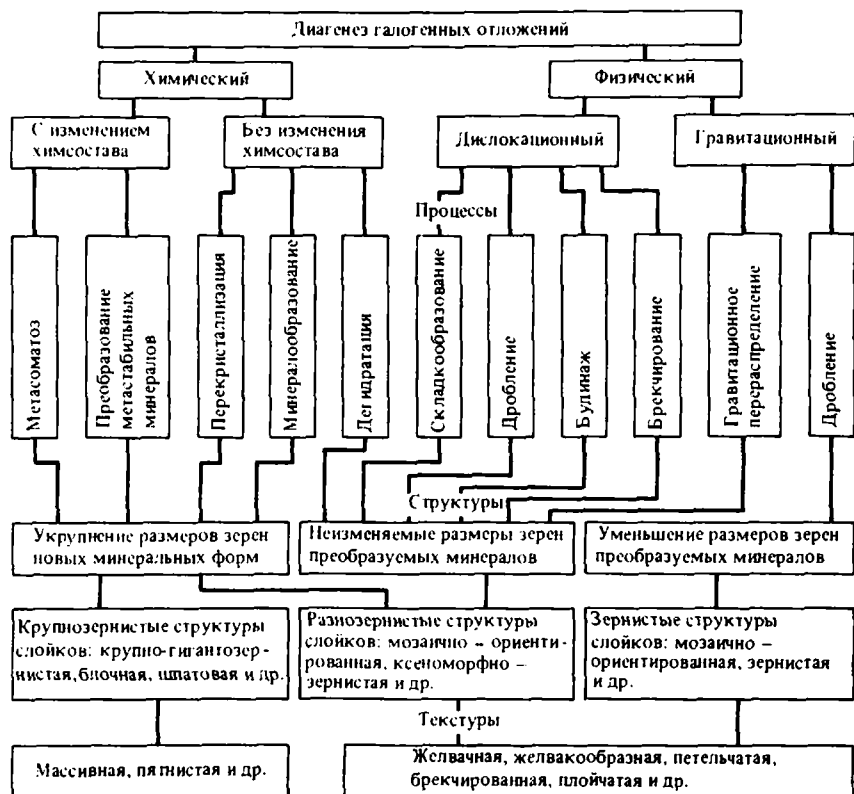
Для химического диагенеза галогенных осадков также характерна необратимость минералообразовательных и минералопреобразовательных процессов, которая вытекает из того, что преобразование минерального состава происходит в направлении превращения кристаллогидратных

Конечные

Минерал	Химическая формула	Объемный вес	Сингония	Габитус
Сильвин	KCl	1,99	Кубическая	Кубический
Лангбейнит	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	2,8	"	"
Кизерит	$MgSO_4 \cdot H_2O$	2,57	Моноклинная	Дипирамидальный
Каинит	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	2,1	"	Таблитчатый
Лангбейнит	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	2,8	Кубическая	Кубический
Кизерит	$MgSO_4 \cdot H_2O$	2,57	Моноклинная	Дипирамидальный
Полигалит	$2CaSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$	2,7	Триклинная	Таблитчатый

форм в безводные, более легких минералов — в более тяжелые и минералов относительно сложного габитуса — в минералы более простой формы (таблица). Необратимость минералого-диагенетических процессов определяется взаимодействием бассейновой и донной рапы; изменение состава последней ограничено, так как процессы диффузии в межзерновом пространстве идут очень медленно. Явление необратимости изменения минерального состава может служить критерием разграничения диагенеза и катагенеза, так как катагенетические изменения минерального состава происходят под влиянием подземных вод, агрессивность которых по отношению к осадку может быть различной и вызывать обратимые явления. Например, карналлит, каинит, лангбейнит, кизерит второй генерации на Калущ-Голыньском месторождении связаны с трещиноватыми зонами, по которым циркулируют воды и вызывают локальное минералообразование второй генерации [Джиноридзе, 1979; Лобанова, 1956; Ходькова, 1973; и др.]. Следовательно, для химического диагенеза характерна пространственная масштабность, а для катагенеза локальность развития минеральных преобразований.

Проявление физических диагенетических и катагенетических процессов также характеризуется масштабностью, но отличие состоит в том, что диагенез приурочен к отдельным слоям или их пачкам, а физический катагенез охватывает весь объем слоя, пласта и т.п. Если по площади оба типа вторичных преобразований масштабы, то в разрезе физический диагенез характеризуется локальностью (за исключением дислокационного), а физический катагенез — масштабностью, т.е. в катагенезе весь объем слоя или пласта приобретает другую структуру и текстуру, а в диагенезе — отдельные слои или их пачки. Например, галокинез сопровождается всеобщим образованием структур течения галита и полосчатой текстуры флюидальной каменной соли [Фивег, 1959; Копнин, 1963]. Другим наглядным примером могут служить ангидритовые горизонты, желвакообразное или желвачное строение которых определяется коли-



Классификация диагенетических процессов и их влияние на текстурно-структурный облик галогенных пород

чеством сульфата кальция. С увеличением глинисто-карбонатной примеси желвакообразность строения уменьшается и при преобладании в пласте глинисто-карбонатной составляющей исчезает совершенно, т.е. в одном разрезе ангидрито-доломитовые породы диагенетически не изменены, а доломито-ангидритовые – подвержены диагенезу.

Еще одной особенностью диагенеза галогенных осадков является то, что химические процессы приводят к интеграции зерен, т.е. к укрупнению зернистой структуры слоев, а физические – к дифференциации, т.е. к уменьшению размерности зерен; имеет место также то, что структура слоев не изменяется. Наложение химических и физических процессов друг на друга и избирательность диагенетических преобразований обуславливают сложный структурно-текстурный рисунок породы, в котором сочетаются первичные и вторичные формы. Общий облик пласта, слоя, пакета зависит от количества диагенетически измененных слоев. Преобладание слоев с первично-седиментационными структурами и текстурами обуславливает первичный облик породы и вуалирует диагенетические преобразования. И наоборот, преобладание диагенетически измененных слоев подчеркивает вторичный рисунок породы, и обычно такие явления легко диагностируются: например, пестрые сильвиниты Верхнекамского месторождения.

В заключение отметим, что приведенная классификация диагенетических процессов (см. рисунок) и их влияние на структурно-текстурный облик пород являются предварительными и в дальнейшем будут уточняться и детализироваться. Однако описанные выше особенности и классификации диагенетических процессов уже в настоящее время позволяют глубже изучить условия формирования гипсоносных, соленосных и калиеносных толщ и калийных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Валашко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Вахрамеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения. — В кн.: Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1956, с. 277—313.
- Джиноридзе Н.М. Геологические этапы формирования калийных месторождений Предкарпатья и стадия динамотермального метаморфизма. — В кн.: Геологическая и минералогическая оценка распространения, качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л., 1979, с. 55—73.
- Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. — В кн.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 3—142.
- Жаркова Т.М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 304 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 262а).
- Жарков М.А., Жаркова Т.М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 7—79.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации: (Минеральный состав, типы и условия образования, методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М.: Недра, 1972. 328 с.
- Копнин В.И. О генезисе некоторых структур на Верхнекамском месторождении солей. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 915—918.
- Корневский С.М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М.: Недра, 1966. 280 с.
- Лобанова В.В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья. — В кн.: Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1956, с. 164—214.
- Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Адун Э.В., Шабловская Р.К. Структурно-текстурные особенности сильвинитов западной части Припятской впадины. — В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 245—275.
- Прогополов А.Л., Петров Е.В. Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений). — В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 59—71.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Госгеоллиздат, 1962, т. 3. 550 с.
- Фивег М.П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии районов соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1959, с. 244—250.
- Фивег М.П. Методика поисков калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 38 с.
- Ходькова С.В. Петрография калийных пород Стебнинского месторождения в связи с вопросами их генезиса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1973. 33 с.
- Яржемский Я.Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск: Наука, 1967. 134 с.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД К СВЯЗИ АНГИДРИТОВЫХ ТОЛЩ С МОРСКОЙ ВОДОЙ

Среди большого разнообразия современных солеродных озер нельзя встретить такие, которые служили бы прототипами древних эвапоритовых водоемов. Поэтому разгадку образования таких отложений необходимо искать в самих эвапоритовых толщах. В данной статье мы попытаемся проанализировать возможность осаждения из морской воды ангидрита — одного из неотъемлемых спутников эвапоритов.

В основе современных химических представлений, определяющих парагенезис гипса и ангидрита, лежит термодинамический анализ, основанный на том, что свободные энергии и энтропии этих фаз дают равновесную температуру перехода, близкую к 43°C . Это подтверждено прямым экспериментом [Григорьев, Шамаев, 1967]. Изменение активности воды в солевых растворах может снизить эту температуру перехода. Точка перехода, смещенная к 25°C , требует активности воды 0,812. Для равновесия гипс—ангидрит в растворах поваренной соли такая активность воды достигается при концентрации 22,21 г NaCl на 1 кг H_2O . В насыщенном растворе поваренной соли ее содержание близко к 27 г/кг. Следовательно, высаживание ангидрита при 25°C должно осуществляться в области концентраций рапы, близкой к насыщению по поваренной соли. В действительности, как известно, из воды океанического типа высаживание гипса происходит при солёности 13 г/кг [Стащук и др., 1964]. К моменту, когда концентрация соли поднимется до 22 г/кг, основная масса сульфатов кальция окажется уже высаженной.

Такое чисто расчетное решение может быть оспорено: температурные условия смены гипса ангидритом изменяются соответствующим подбором активности воды. Расчет же этой активности очень мало чувствителен к значениям свободных энергий сульфатов, но в значительной степени зависит от солевого фона. Так, при фиксированной свободной энергии гипса сохранение равновесия с ангидритом при изменении активности воды от 0,9 до 0,8 будет сопровождаться коррекцией свободной энергии ангидрита от $-1322,29$ до $-1321,71$ кДж/моль. В то же время в бинарной системе содержание поваренной соли должно будет измениться от 14,18 до 23,12 г/кг.

Отсюда следует, что термодинамические данные, полученные на основании сведений о растворимости этих минералов в дистиллированной воде и перенесенные формальной экстраполяцией на солевой фон, недостаточно чувствительны для анализа равновесия минералов. Тем более непригодны для оценки концентрации солевого раствора данные, взятые из термодинамических справочников, где согласование между отдельными звеньями отнюдь не осуществлялось по солевым растворам и где погрешности в 5 кДж являются вполне допустимыми.

Поэтому для выяснения условий образования ангидритовых толщ необходимы данные о непосредственных солевых равновесиях. Однако такие материалы не всегда могут быть однозначно интерпретированы. Связано это с тем, что приближение активности воды к равновесной точке сильно удлиняет индукционный период. Так, по данным З.М. Мельниковой и И.А. Мошкиной [1973], в смешанном растворе хлористого кальция и магнезия превращение метастабильного гипса в стабильный ангидрит занимало от двух до трех лет и зависело от соотношения хлори-

дов. Поэтому часто то, что исследователем рассматривается как устойчивая фаза, в действительности может быть метастабильной разностью.

Из наблюдений, позволяющих сделать однозначные выводы по поводу рассматриваемой нами проблемы, важными оказались экспериментальные данные о поведении системы $\text{Na, Mg, Ca} \parallel \text{Cl, SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ при 25°C [Мельникова, Мошкина, 1973], согласно которым в концентрированном растворе сульфата магния ангидрит необратимо превращался в гипс. Можно подсчитать, что активность воды такого раствора должна быть равной 0,87. Гидратация безводной разности сульфата при активности воды 0,87 позволяет уверенно фиксировать область устойчивости ангидрита ниже этого значения. Активность воды 0,87 соответствует солёности воды 172‰ . Исследования по устойчивости гипса и ангидрита в параллельных растворах MgCl_2 [Мельникова и др., 1977] и CaCl_2 [Мельникова, 1973] приводят к выводу, что соответствующая равновесию двух сульфатов активность воды равна 0,81 (солёность — 222‰).

В работе И.Г. Рысса и Э.Л. Нилуса [1955] приведены результаты экспериментов по растворению гипса в растворах соляной кислоты. Через год в пробах, содержащих более 24% HCl , гипс превратился в ангидрит. Авторы считают, что гипс устойчив в растворах соляной кислоты концентрации ниже 21,15%. Это соответствует активности воды, равной 0,58. Как известно, выпадение галита начинается при активности воды 0,753.

Таким образом, прямые данные свидетельствуют, что при $t = 25^\circ\text{C}$ точке перехода гипс—ангидрит следует искать в диапазоне активностей воды 0,58—0,87. Это соответствует океанической воде, когда она уже освобождена от основной массы сульфата кальция и появление прослоев ангидрита в донных отложениях становится невозможным.

Другой аспект проблемы заключается в поразительной чистоте комплекса аутигенных минералов, слагающих эвапоритовые толщи. В современных солеродных бассейнах мощность чистых соляных слоев не превышает первых сантиметров. Даже на классическом Кара-Богаз-Голе солёносный пласт мощностью 40 м разубожен терригенными и терригенно-органогенными прослоями. Формирование мощных эвапоритовых толщ связывают обычно с интенсивным испарением воды бассейна и с жарким климатом как причиной этого испарения. Легко показать, что жаркий климат и связанная с ним высокая температура воздуха не увеличивают интенсивность испарения, а определяют только повышенное содержание паров в атмосфере. Потенциальные испарительные возможности даже современного климата достаточно высоки. Современная атмосфера далека от насыщения влагой. Эта недосыщенность увеличивается с высотой, и в стратосфере воздух имеет относительную влажность 1—2% [Монин, Шишков, 1979]. Интенсивность водообмена между суши и атмосферой можно оценить по величине годовых осадков и среднему содержанию влаги в атмосфере. Первая величина составляет $5,26 \cdot 10^{17}$ кг [Борисенков, 1976], а вторая — $1,24 \cdot 10^{16}$ кг [Rudloff, 1962]. Отношение этих цифр показывает, что обновление воды в современной атмосфере происходит за 8,6 сут. Недосыщенность атмосферы влагой и высокая интенсивность водообмена, казалось бы, дают право надеяться, что в нынешний период где-то на Земле должно происходить формирование эвапоритовой толщи. Почему же эта возможность не реализуется?

Оказывается, для того, чтобы такая возможность реализовалась, температура воды бассейна обязательно должна быть выше температуры окружающей суши. Только тогда воздух, поступая с суши и скользя над поверхностью воды, разогревается, насыщается парами и приобретает вертикальное ускорение. При этом условии создаются реальные пред-

посылки переноса влаги с поверхности бассейна. Придя к заключению, что для интенсификации испарения необходима более высокая температура воды по сравнению с температурой окружающей суши, мы сталкиваемся со сложностью создания такой обстановки. Удельная теплоемкость воды равна $4,184 \text{ Дж/К} \cdot \text{г}$. Удельная теплоемкость материала суши при плотности $2,2 \text{ г/см}^3$ может быть оценена величиной $0,84 \text{ Дж/К} \cdot \text{г}$. Отсюда следует, что при одном и том же потоке лучистой энергии вода будет прогреваться глубже, чем суша, а температура воды окажется ниже температуры суши. Испарение с такой водной поверхности может происходить только в ночное время или при смене теплого сезона холодным. Такое испарение носит пульсирующий характер, что не способствует образованию однородных толщ. Прогреваемость воды становится соизмеримой с прогреваемостью суши в мелководных бассейнах. Но мелководные бассейны ограничены по площади. Небольшие глубины таких водоемов способствуют равномерному разному терригенного материала по всему дну. Эти солеродные озера, покрывающие современный лик Земли, не могут служить аналогами эвапоритовых бассейнов.

Из изложенного следует, что образование ангидрита и интенсивное хемогенное осадкообразование определяются единственным фактором — температурой. При этом специфика условий не может быть создана солнечной радиацией, поскольку температура бассейна должна быть выше температуры окружающей суши. Такие выводы заставляют осторожнее относиться к гипотезе, согласно которой эвапориты — следы обычных морских засоляющихся бассейнов, распространенных в районах с аридным климатом.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенков Е.П. Климат и его изменения. М.: Знание, 1976. 64 с.
- Григорьев А.П., Шамзев П.П. Определение температуры равновесия гипса с ангидритом. — Изв. АН СССР. Сер. неорг. химии, 1976, № 12, с. 104–106.
- Мельникова З.М. Физико-химическое исследование условий формирования ангидрита и гипса в природе: Автореф.: дис. ... канд. хим. наук. Новосибирск: Ин-т неорг. химии, 1973.
- Мельникова З.М., Мошкина И.А. Растворимость ангидрита и гипса в системе $\text{Na, Mg, Ca} \parallel \text{Cl, SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ при 25°C . — Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1973, № 4, вып. 2, с. 17–25.
- Мельникова З.М., Мошкина И.А., Колосов А.С. Физико-химические исследования условий формирования ангидрита и гипса. — В кн.: Проблемы соленаккопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 128–134.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979, 407 с.
- Рысс И.Г., Нилус Э.Л. Растворимость сульфата кальция в растворах соляной кислоты при 25°C . — Журн. общ. химии, 1955, т. 25, вып. 6, с. 1076–1081.
- Сташук М.Ф., Супрычев В.А., Хитрая М.С. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев: Наук. думка, 1964, 174 с.
- Rudloff W. Von Wasser in der Atmosphäre. — Wetterlotse, 1962, Bd. 14, N 184, p. 183–191.

Ю.Н. ДЕРЮГИН

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ
УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ
РАЙОНА ТАРАГАЙ-ХАЯ
(Алданский щит)**

Изученный район расположен в западной части Алданского щита в среднем течении р. Олекмы и пространственно совпадает с тарагайской троговой структурой. Выбор объекта исследований определялся присутствием в этой структуре, вероятно, одних из наиболее древних в СССР кварцевых конгломератов, представляющих интерес как в научном, так и в поисковом плане. В геологическом строении структуры участвуют образования трогового и протоплатформенного структурно-формационных комплексов.

Породы трогового комплекса, выделенные В.А. Кудрявцевым с соавторами [1971] в бырылахскую толщу, представлены кристаллическими сланцами, гнейсами и железистыми кварцитами, метаморфизм которых отвечает амфиболитовой фации. Возраст трогового комплекса трактуется по-разному (от архея до раннего протерозоя) и определяется временным интервалом от 3 до 2,4 млрд. лет. Отложения комплекса образуют синклинальную структуру, вытянутую в субмеридиональном направлении, которая в плане имеет сложные очертания и ограничивается с юго-запада и юго-востока контурами гранитных куполов, а с запада — серией разрывных нарушений. На южном окончании троговая структура прорывается гранито-гнейсовым куполом, облекая который по периферии она раздвигается на две более узкие ветви (рис. 1).

Стратиграфически выше залегает терригенная пачка, выделяемая в тарагайскую толщу, которая коррелируется с икабийской свитой удоканской серии нижнего протерозоя. Толща с угловым и азимутальным несогласием перекрывает отложения бырылахской толщи и сохранилась в виде небольших, моноклинально залегающих фрагментов мощностью до 100—150 м. Она сложена чередующимися между собой кварцитами и конгломератами, образующими единую кварцито-конгломератовую пачку.

Грубообломочные породы представлены разновидностями от мелко- до крупногалечных, с преобладанием среднегалечных конгломератов хорошей окатанности (коэффициент окатанности 0,67). Породы слабо сортированные (коэффициент сортированности 0,17) и слабо сгруженные (20—50%). Отмечается типичная для конгломератов закономерность: возрастание окатанности галек с увеличением их размера.

Псефитовый материал конгломератов представлен в основном жильным кварцем (95—98%) и небольшим количеством железистых кварцитов (1—2%), аналогичных подстилающим образованиям трогового комплекса. Заполнитель конгломератов — олигомиктовые, реже — полимиктовые метаморфизованные песчаники, состоящие из кварца (60—80%), микроклина (10—30%), биотита (5—10%), мусковита, амфиболов и других, более редких минералов. Химическими анализами цемента конгломератов содержания кремнезема определены в количествах от 83 до 93%.

Акцессорные минералы, содержащиеся в конгломератах в небольших количествах, представлены весьма устойчивыми и устойчивыми минералами — цирконом, рутилом, турмалином, гематитом, гранатом, магнети-



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта Тарагайского участка

1 — четвертичные отложения; 2 — протерозойские гранитоиды кодарского (а) и древнестанового (б) комплексов; 3 — нижний протерозой, тарагайская толща, кварциты и конгломераты; 4–6 — архей–нижний протерозой, троговый комплекс; 4 — подрудная пачка, кристаллические сланцы, гнейсы, 5 — рудная пачка, железистые кварциты, 6 — надрудная пачка, кристаллические сланцы, гнейсы; 7 — архейские гнейсы, кристаллические сланцы, переработанные в раннем протерозое; 8 — разломы прослеженные (а) и предполагаемые (б)

том, ильменитом, сфеном и др. В резко подчиненном количестве присутствует умеренно устойчивый апатит.

Кварциты и конгломераты тарагайской толщи — породы минералогически зрелые. Псефитовые, псаммитовые компоненты, а также кластогенные акцессории представлены устойчивыми минералами, на основании чего можно сделать вывод об образовании тарагайской толщи за счет пород, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию. Основными источниками сноса при формировании кварцито-конгломератовой толщи, определенными на основании идентификации состава галечного

материала, псаммитовых компонентов и акцессорных минералов, служили прилегающие непосредственно к району Тарагай-Хая архейские кристаллические сланцы, а также гнейсы и в меньшей степени – железистые кварциты трогового комплекса, которые обнажаются в современном эрозионном срезе.

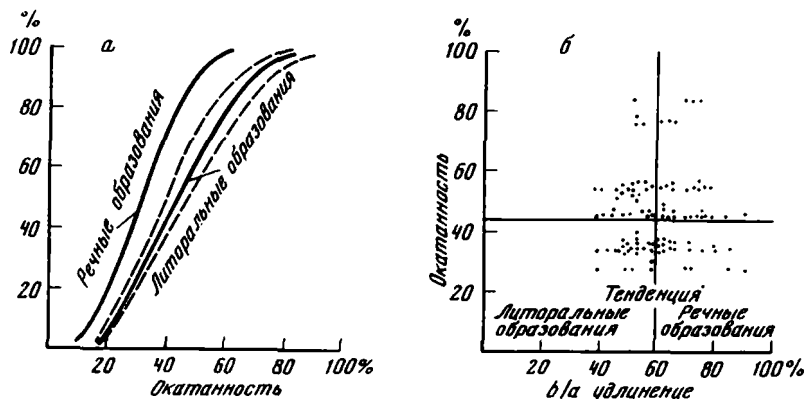
В ряде протоплатформенных структур в западной части Алданского щита намечается возрастание литологической зрелости осадков с запада на восток по направлению от Удоканского прогиба к Тарагайской структуре и далее – к Нижне-Ханинскому грабену. Такое возрастание зрелости материала, поступающего в бассейны седиментации, было связано, вероятно, с более стабильным тектоническим режимом в пределах центральных блоков Алданского щита (по сравнению с активизированным западным флангом щита) и питанием периферических бассейнов менее зрелым материалом.

С целью реконструкции фациальной обстановки формирования кварцито-конгломератовой толщи по методике К. Сеймса [Sames, 1966] произведен статистический анализ степени окатанности галечного материала. Этот анализ показал, что гальки имеют хорошую окатанность и построенные кумулятивные кривые окатанности (рис. 2) фиксируют тенденцию приближения пород к литоральным отложениям. Соотношение удлинения и окатанности кварцевых галек также указывает на прибрежно-морской генезис конгломератов. Метаморфические преобразования кварцито-конгломератовой толщи вызвали уплощение галек и перекристаллизацию кварца в торцевых частях галек, что повлекло за собой изменение морфологии галечного материала и привело к некоторому занижению коэффициента окатанности. Тем не менее по указанным выше параметрам обнаруживается прибрежно-морская природа конгломератов.

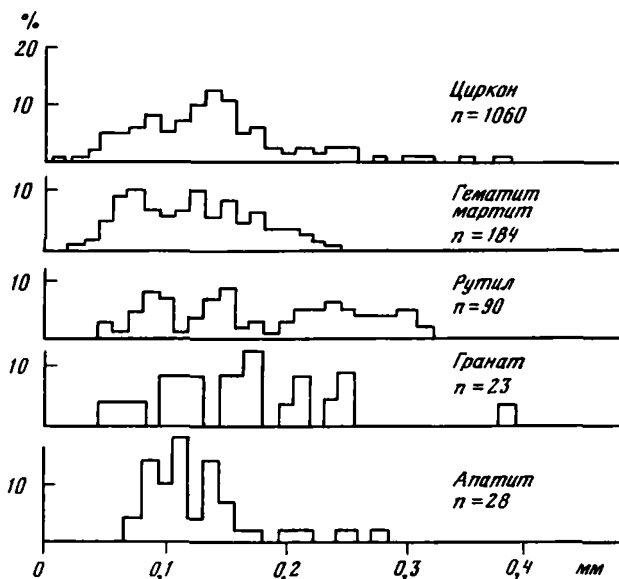
Различные генетические типы грубообломочных отложений, по данным А.В. Суркова [1978], имеют четкие различия в спектре максимальных размеров зерен тяжелых акцессорных минералов, которые определяются условиями среды осадконакопления. Пляжевая зона характеризуется непрерывным спектром в диапазоне 0,07–0,67 мм, зона руслового переноса – 0,4–1,5 мм и зона склонового перемещения – прерывистым спектром в диапазоне 0,01–1,38 мм. Тяжелые акцессории тарагайской толщи имеют узкий и непрерывный спектр максимальных размеров зерен в интервале 0,03–0,35 мм (рис. 3), который отражает высокую степень сортированности минералов, свойственную пляжевым отложениям.

Галечный материал конгломератов имеет слабо наклонное залегание под углами 5–10° относительно залегания пластов [Бирюлькин, Кудрявцев, 1971], что также подтверждает принадлежность метаморфизованных конгломератов к прибрежно-морским образованиям.

Формирование россыпей акцессорных минералов предопределяется, с одной стороны, наличием коренных источников устойчивых полезных компонентов, с другой – транспортировкой и накоплением в благоприятных фациальных условиях. Анализ палеогеографических условий образования конгломератов показал наличие благоприятных факторов для образования палеороссыпей: во-первых, высокая зрелость рассматриваемых конгломератов свидетельствует об их формировании за счет перемыва кор глубокого химического выветривания в стабильной тектонической обстановке, во-вторых, накопление конгломератов происходило в прибрежно-морской обстановке. Прибрежно-морской генезис конгломератов рассматривается в качестве положительного фактора по аналогии с зарубежными месторождениями. В то же время отсутствие существенных концентраций полезных акцессорных минералов в конгломератах, очевидно, определя-



Р и с. 2. Кумулятивные кривые (а) окатанности (пунктирные линии) и соотношения (б) окатанности и удлинения галечного материала тарагайской толщи



Р и с. 3. Гистограммы максимальных размеров зерен тяжелых аксессуарных минералов из конгломератов тарагайской толщи

ется их малыми содержаниями в породах питающих областей, в современном эрозионном срезе, не несущими промышленной минерализации устойчивых минералов.

Использование особенностей тяжелых кластогенных минералов в конгломератах, подвергшихся метаморфическим преобразованиям в условиях эпидот-амфиболитовой фации, для палеогеографических реконструкций позволяет прогнозировать палеороссыпные месторождения полезных ископаемых.

- Бирюлькин Г.В., Кудрявцев В.А. Ориентировка и морфологическая характеристика галек нижнепротерозойских конгломератов западной части Алданского щита. — Новости геологии Якутии, 1971, вып. 1.
- Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов. — Материалы по геологии и полез. ископаемым Якутской АССР, 1971, вып. 19.
- Сурков А.В. Степень сортированности минералов тяжелой фракции — критерий среды осадконакопления. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 11.
- Smes C.W. Morphometric data on recent pebble association. — J. Sediment. Petrol., 1966, vol. 36, N 11.

УДК 552, 5: 551, 763: 551, 448 (571, 5)

В.И. ЛЕВИН, М.П. МЕТЕЛКИНА, Б.И. ПРОКОПЧУК,
И.Л. ШОФМАН, Т.И. ОСИНА

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАРСТОВЫХ ДЕПРЕССИЯХ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В результате проведения комплекса геолого-геофизических работ на правом берегу среднего течения р. Анабар в поле развития карбонатных пород среднего кембрия выявлено большое количество погребенных карстовых депрессий. Они характеризуются большим разнообразием форм, размеров и состава выполняющих отложений. Форма депрессий — конусовидная, чашевидная, блюдцеобразная и колодезобразная. Размеры их поперечного сечения колеблются в самых широких пределах: от первых десятков метров (в поперечнике) до 1–1,5 км, в среднем составляя 300–500 м; глубины варьируют от первых метров до 100–140 м.

Отложения нижнего мела, выполняющие депрессии, представлены глинами, алевроитами, слабо литифицированными электролитами, песками, песчаниками, содержащими прослой и линзы (мощностью от 5–10 см до 0,5 м) гравийно-галечного материала, тонко рассеянное углисто-сажистое вещество, гнезда и крошку углей. Присутствие в породах углистого и торфоподобного вещества придает им характерную буровато-коричневую окраску. Разности, обедненные органическим материалом, окрашены в желтовато-светло-серые цвета. Торфоподобный облик пород с обилием углистой крошки и сажистого вещества свойствен тонкозернистым разностям (алевроитам, супесям, суглинкам). Пески и слабо литифицированные песчаники обеднены органической примесью и резко выделяются в разрезе светлой окраской. Возраст рассматриваемых отложений определен по результатам споро-пыльцевого анализа. Выделяются два основных временных интервала осадконакопления: ранний, датируемый берриасом, и поздний, отвечающий апт—альбу. Время перерыва падает на готерив—баррем.

Реконструкция условий накопления указанных отложений проведена на основе анализа литологического состава пород, их структурно-текстурных особенностей, гранулометрии, минералогии и геохимии как по разрезу карстовых депрессий, так и по площади распространения последних.

Детальное изучение разрезов отложений, выполняющих наиболее глубокие (до 140 м) воронки, позволило установить периодическую смену двух основных типов пород: тонкозернистых буровато-коричневых торфоподобных разностей, обогащенных углисто-сажистым веществом, и

светло-серых песков и песчаников, обедненных органикой. Величина интервалов, сложенных этими типами пород, варьирует от 1 до 5–10 м. В единой последовательности песчаные и торфоподобные породы образуют двух-элементный ритм. По разрезу устанавливается до пяти-шести таких ритмов. Кроме того, в средней части разрезов наиболее глубоких карстовых воронок отмечается характерный горизонт делювия, представленный скоплениями щебенки и отдельных глыб доломитов в глинистой массе и фиксирующий резкую смену обстановок седиментации. Указанный горизонт разграничивает две части разреза, охарактеризованные двумя упомянутыми выше разновозрастными споро-пыльцевыми комплексами, и позволяет в общем разрезе нижнемеловых отложений выделить два крупных седиментационных цикла заполнения карстовых депрессий.

Выявленное ритмичное строение разрезов, выраженное в периодической смене двух основных типов осадков, отражает смену господствующих на данной территории фациальных обстановок седиментации. Прежде всего описываемая толща могла сформироваться только в континентальных условиях. Об этом свидетельствует целый ряд факторов. Широкое развитие карста могло происходить только в процессе продолжительного континентального выветривания. Высокая насыщенность отложений торфоподобным и углисто-сажистым веществом и сам состав углей (низкая углефикация, большое количество торфоподобной массы) позволяют отнести их к лимническим образованиям [Атлас . . ., 1966]. Проведенные нами определения содержания В и Ga в исследуемых породах показали, что отношение В/Ga как по разрезу отложений, так и по площади их развития достаточно постоянно и составляет 0,8–1,5, что характерно для осадков пресноводных бассейнов [Акульшина, 1976]. Указанные фациальные условия подтверждаются повсеместно выдержанным составом глинистой фракции пород, представленных почти целиком каолинитом (характерным минералом континентального литогенеза), а также видовым составом споро-пыльцевых комплексов.

В результате проведенного гранулометрического анализа пород получен ряд данных, конкретизирующих отдельные обстановки седиментации. Построенные кумулятивные кривые гранулометрического состава всех литологических разностей выполняющих отложений относятся к двум типам — *А* и *Т* (по Д. Дугласу) [Шванов, 1969]. Такое сочетание, с одной стороны, отражает формирование рассматриваемых образований в озерных застойных водоемах, с другой — указывает на присутствие осадков, которые транспортировались в условиях подвижной водной среды. Для всех изученных литологических разностей характерны плохая сортированность обломочного материала (коэффициент сортировки составляет 0,1–0,2) и постоянная примесь глинистого вещества. Приведенные данные однозначно свидетельствуют, что осадконакопление во всех случаях происходило в условиях слабо проявленной гидродинамической сепарации. На это указывают и структурно-текстурные особенности пород. Для всех изученных алевро-псаммитовых разностей характерны неравномерно-зернистые структуры и практически не наблюдается типичных седиментационных слоистых текстур, обычно свойственных осадкам, накапливающимся в средах с устойчивой гравитационной сепарацией. Подобные условия обычно реализуются в застойных болотно-озерных водоемах и временных водотоках. Эти представления подтверждаются и основными гранулометрическими параметрами (медианным размером частиц, а также размером, отвечающим 1%-ной квантили на кумулятивной кривой гранулометрических составов), вынесенными на генетическую диаграмму С.М. Пассеги. На последней фигуративные точки описываемых отложений

располагаются в основном в двух генетических полях. Первое поле находится над областью, характеризующей пелагические осадки. Такой гранулометрический спектр можно представить для донных озерных фаций, в которые периодически поступают крупнопесчаные частицы. Второе поле отвечает осадкам, выпавшим из градиционной суспензии, образующейся в нижних частях потоков, что в данном случае наиболее вероятно для пролювиальных водотоков.

Таким образом, комплексные исследования рассматриваемых отложений позволили восстановить две главные фациальные обстановки накопления осадков, заполняющих карстовые депрессии: 1) застойные, озерно-болотные водоемы и 2) временные водотоки и проточные озерно-аллювиальные бассейны. Характер смены этих обстановок во времени (по разрезу палеодепрессий) был рассмотрен выше. Остановимся теперь на особенностях распределения реконструируемых палеофаций по латерали и попытаемся представить палеоландшафт исследуемой территории в раннемеловое время. С этой целью рассмотрим закономерности размещения палеодепрессий, выполненных различными по литологическому составу отложениями.

В зависимости от сочетания и соотношения основных литологических разностей пород нами выделяются три литотипа разрезов карстовых депрессий: песчаный, глинисто-песчаный (песчано-глинистый) и глинистый. Анализ размещения депрессий с соответствующими литотипами пород на исследуемой территории позволил выделить три крупные литофациальные зоны, ориентированные в меридиональном направлении и граничащие по глубинным разломам: центральную, западную и восточную. В центральной зоне преобладают карстовые депрессии, выполненные преимущественно песчаными и глинисто-песчаным материалом (разрезы первого и второго литотипов), для которых характерно отмеченное выше ритмичное переслаивание основных литологических разностей пород. Отдельные горизонты хорошо выделяются по смене окраски, степени обогащения углистым веществом или мелкообломочным материалом. Как уже говорилось, этот тип отложений связан с накоплением осадков пролювиальных водотоков и, вероятно, проточных озерно-аллювиальных бассейнов. Поэтому центральная зона, где активность среды аккумуляции была наибольшей, определяется как область проточных водоемов.

В западной и восточной зонах, обрамляющих центральную, преобладают карстовые воронки, выполненные глинистыми, реже — песчано-глинистыми осадками. Их разрезы монотонны, ритмичность выражена слабо. Накопление подобных осадков происходило в условиях застойных или слабопроточных озерно-болотных водоемов и часто сопровождалось угленаккоплением и торфообразованием.

Установленные различия в обстановках седиментации и динамике накопления осадков в пределах выделенных литофациальных зон обусловлены особенностями тектонического развития данной территории. Выделенные зоны приурочены к трем тектоническим блокам, характеризующимся различными направлениями и амплитудой дифференциальных движений. Центральная зона расположена в пределах приподнятого блока, а периферические (восточная и западная) — приурочены к относительно опущенным, тектонически менее активным блокам. Различия в структурном положении блоков и режиме тектонических движений определили основные особенности строения карстовых воронок в пределах выделенных зон. В центральной литофациальной зоне (блоке) сосредоточено наибольшее число воронок, среди которых находятся наиболее глубокие (до 140 м) и крупные по размеру (700–1000 м в поперечнике); форма их,

как правило, конусовидная и колодцеобразная. В западной и восточной зонах (блоках) число воронок значительно меньше, глубина их редко превышает 30 м, размер в поперечнике не более 100–200 м, форма чаще всего блюдцеобразная. Подчеркивая роль тектонического фактора при образовании выделенных литофациальных зон, необходимо отметить, что они совпадают с блоками, имеющими древнее заложение и проявившими себя еще в период кембрийского карбонатного осадконакопления. Наиболее мобильный центральный блок характеризуется гетерогенностью состава слагающих его карбонатных пород: среди массивных доломитов распространены слоистые глинистые разности, известняки. Западный и восточный блоки сложены преимущественно однородными доломитами. Таким образом, блоковая структура района, проявившаяся в раннемеловое время в возникновении различных литофациальных зон с разным режимом и типом карстообразования и осадконакопления, имеет длительное унаследованное развитие.

Проведенные исследования карстовых форм в описываемом регионе позволили установить литофациальные зоны седиментации континентальных отложений раннего мела в условиях карстового рельефа, что дает возможность прогнозировать площади распространения наиболее благоприятных для концентрации полезных компонентов литотипов карстовых депрессий.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е.П. Методика определений условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам. — В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976.
- Атлас литогенетических типов отложений среднего карбона Донецкого бассейна/ Л.Н. Ботвинкина, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев и др. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 368 с.
- Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

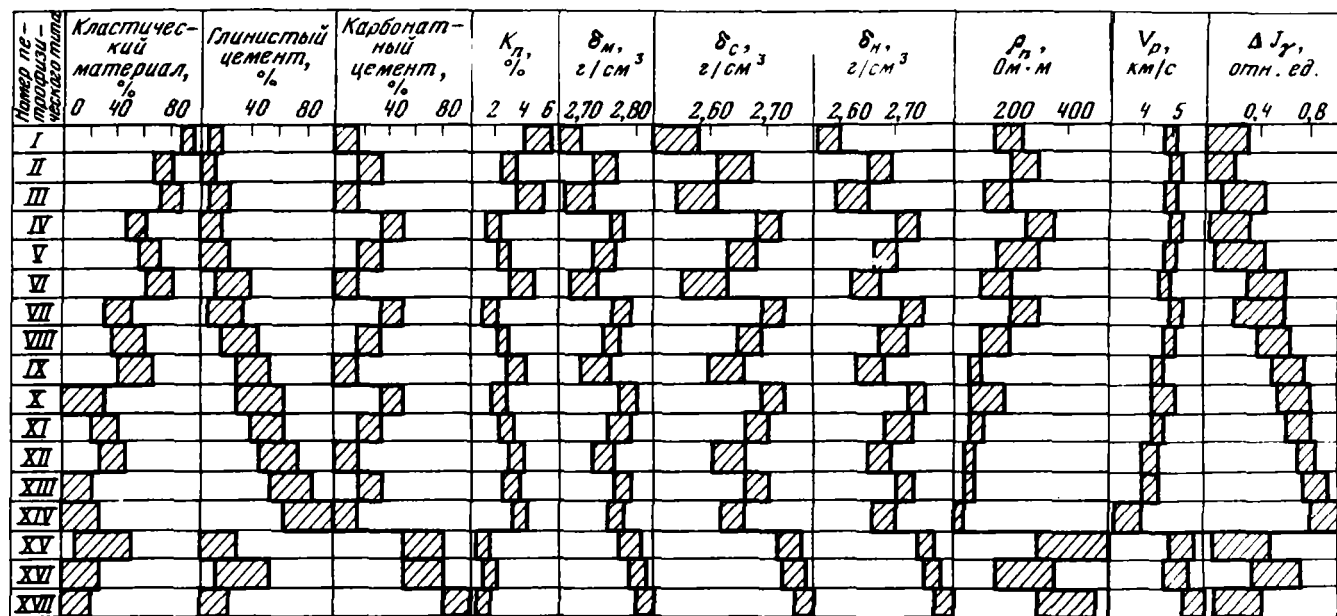
УДК 552.12:622.23.02:553.94:550.832 (477.62)

В.В. ГРЕЧУХИН, Б.И. ВОЕВОДА, А.В. САВЧЕНКО

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ И ТИПИЗАЦИЯ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ ДОНБАССА С ПОМОЩЬЮ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Физические свойства угленосных отложений находятся в сложной зависимости от двух групп факторов: генетических (первичных) и эпигенетических (вторичных) [Гречухин, 1980]. Поэтому в общем случае невозможно по физическим свойствам выделять литологические типы и определять их вещественный и гранулометрический составы.

Нами исследованы частные случаи, в которых можно решить упомянутую задачу и к которым можно было бы привести любой общий случай. С этой целью использован типовой петрофизический разрез бассейнов геосинклинальной группы, отражающий зависимость физических свойств пород конкретного вещественного и гранулометрического состава от термобарических условий на максимальной глубине погружения отложений в период прогрессивного эпигенеза. Такой разрез охватывает всю угленос-



Р и с. 1. Диаграмма вещественного состава и петрофизической характеристики углевещающих пород участка Бутовский Глубокий 2 (Донбасс, Донецко-Макеевский угленосный район, стадия эпигенеза VIII (Ж), литолого-геофизическая ступень 2)

K_n — пористость общая; δ_m , δ_c , δ_n — плотность, соответственно, минералогическая, объемная абсолютно сухих и насыщенных водой пород; ρ_n — удельное электрическое сопротивление; V_p — скорость распространения продольных упругих колебаний; ΔJ_γ — относительная интенсивность естественного гамма-излучения

Петрофизические типы: песчаник: I — крупнозернистый с глинистым цементом, II — среднезернистый с глинисто-карбонатным цементом, III — среднезернистый с глинистым цементом, IV — мелкозернистый с карбонатным цементом, V — мелкозернистый с глинисто-карбонатным цементом, VI — мелкозернистый с глинистым цементом; VII — глинисто-карбонатно-алевритовая порода; алевритит крупнозернистый: VIII — с карбонатно-глинистым цементом, IX — с глинистым цементом; X — алевритистая глинисто-карбонатная порода; аргиллит: XI — карбонатно-алевритовый, XII — алевритовый, XIII — карбонатный; XIV — аргиллит; карбонатная порода: XV — песчано-алевритовая, XVI — алевритоглинистая; XVII — известняк

ную толщу (мощностью 12 км) — от торфяников до антрацитов включительно. В нем приведены палеоглубины отложений и их мощности по стадиям преобразования, палеотемпературы и палеодавления, выход летучих из углей и отражательная способность витринита [Гречухин, 1980].

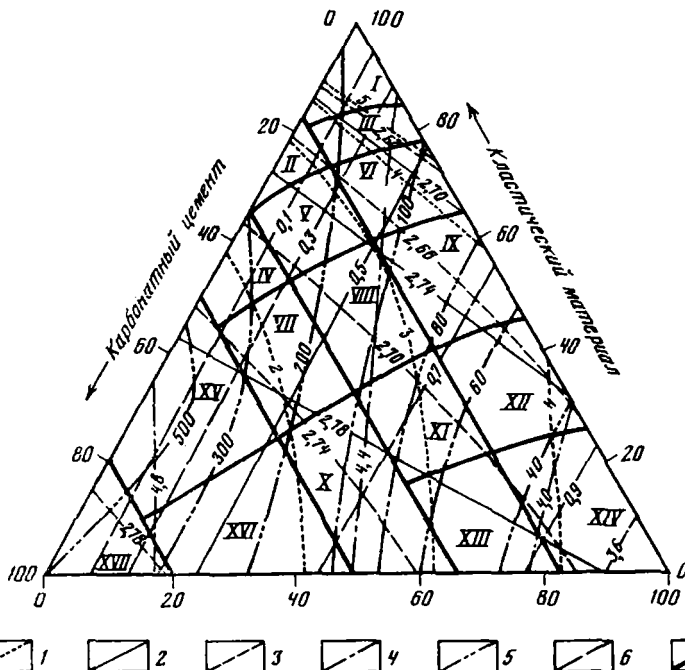
Физические свойства пород, сформировавшиеся на конкретной палеоглубине, являются необратимыми, исключая область выветривания. Эти свойства, приуроченные к определенному минеральному составу пород и определяемые методами геофизики в скважинах, позволяют уверенно расчленять разрезы и производить типизацию обстановок осадконакопления угленосных толщ. С целью исключения влияния вторичных факторов на физические свойства пород геофизические измерения (на любой глубине) следует производить в ограниченных интервалах, в которых изменение физических свойств однотипных пород, обусловленные эпигенезом, не превышают погрешности измерения этих свойств геофизическими методами. В любом таком интервале разреза (и аналогичном участке на площади) все изменения физических свойств будут однозначно связаны с вещественным составом пород, что и позволяет определять его геофизическими методами. Упомянутые интервалы разреза названы литолого-геофизическими ступенями, а площади — литолого-геофизическими участками. Их размеры в каждом конкретном случае определяются с помощью известных петрофизических закономерностей угленосных отложений [Гречухин, 1980].

На основе рассмотренного принципа разработана новая геолого-геофизическая методика изучения литологии отложений угольных месторождений, позволяющая выделять в разрезах скважин все основные и промежуточные типы пород мощностью слоев от 0,05 м и больше с определением их гранулометрического и вещественного составов, петрографических, химических показателей, типа цемента, структуры, текстуры и показателей эпигенеза. Охарактеризованные таким большим количеством показателей выделяемые слои получили названия петрофизических типов.

Реализация геолого-геофизической методики осуществляется на основе детальной геолого-геофизических исследований единичных параметрических скважин на каждом участке разведки, по керну которых изучаются петрографические, химические, физические и прочностные показатели пород. Затем находятся корреляционные связи геофизических и геологических показателей пород, на основе которых остальные скважины участка документируются с помощью одних геофизических методов. При этом достоверность и точность методики проверяются в контрольных параметрических скважинах.

Указанная методика опробована на участке Бутовский Глубокий 2 Донбасса. По данным трех параметрических скважин составлена литолого-геофизическая классификация (типизация) угленосных отложений участка, включающая 17 петрофизических типов вмещающих пород (рис. 1) и 6 типов углей и углистых пород, т.е. всего 23 петрофизических типа, различающихся по вещественному составу, гранулометрии и физическим свойствам, вместо 6 литотипов, выделяемых практикуемыми геологическими и геофизическими методами.

Петрографическая и химическая характеристики относятся к породам всего разреза участка, так как они остаются в этом разрезе обычно неизменными, а петрофизическая характеристика относится только к данным одной литолого-геофизической ступени и одного литолого-геофизического участка. Размеры последних для конкретных месторождений Донбасса определяются на основе петрофизических закономерностей отложений бассейна [Гречухин и др., 1977, 1978].



Р и с. 2. Палетка выделения петрофизических типов по физическим параметрам (Донбасс, Донецко-Макеевский угленосный район, участок Бутковский Глубокий 2, стадия эпигенеза VIII — (Ж), литолого-геофизическая ступень 2)

1 — пористость общая, %; 2 — плотность минералогическая, 10^3 кг/м^3 ; 3 — объемная плотность в естественном залегании, 10^3 кг/м^3 ; 4 — скорость распространения продольных упругих волн, 10^3 м/с ; 5 — удельное электрическое сопротивление, Ом · м; 6 — интенсивность естественного гамма-излучения, отн. ед.; 7 — границы петрофизических типов; I—XVII — петрофизические типы (см. условные обозначения к рис. 1)

Для практического выделения петрофизических типов и изучения их состава используется треугольная диаграмма (рис. 2). Каждый из выделенных петрофизических типов занимает определенную площадь на диаграмме с конкретными значениями вещественного состава и гранулометрии и определенными значениями физических параметров. Пользуясь диаграммой как палеткой, по значениям удельного сопротивления, плотности, скорости распространения упругих волн и естественной радиоактивности, измеренным в скважине геофизическими методами, для каждого слоя определяются петрофизический тип, вещественный состав и гранулометрия. Такие определения можно производить во всех разведочных скважинах участка, пройденных без выноса керна.

Контрольные проверки показали, что при этом детальность литологического расчленения по вещественному составу увеличилась в 3–4 раза по сравнению с практикуемыми методами, а погрешность определения петрографических показателей соизмерима с погрешностью изучения их в шлифах. За счет учета эпигенеза (по данным петрофизических показателей) детальность увеличилась при глубине скважины 1200–1300 м еще в 5 раз, т.е. общая детальность выросла в 15–20 раз.

Методика позволяет оценивать также химический состав каждого выде-

ляемого слоя, используя найденные в параметрических скважинах химические характеристики петрофизических типов.

На основании литолого-геофизической типизации пород по данным геофизических методов в разведочных скважинах участка произведено выделение петрофизических типов с определением их вещественного состава в интервалах почвы и кровли угольных пластов. Материалы были использованы при прогнозе устойчивости вмещающих пород в горных выработках.

Геолого-геофизическая методика выделения пород позволяет также с большой достоверностью документировать межпластовые интервалы скважин, что особенно важно при изучении обстановок осадконакопления. При выделении фаций геофизическими методами можно использовать различие физических свойств осадков однотипных, но образовавшихся в различных обстановках осадконакопления.

Геолого-геофизическая типизация угленосных отложений открывает возможность более широкого, всестороннего изучения во всех скважинах обстановок осадконакопления, типизации их на петрофизической основе и изучения с помощью геофизических методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гречухин В.В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М.: Недра, 1980. 360 с.
- Гречухин В.В., Воевода Б.И., Бойко А.Г. Закономерности изменения физических свойств угленосных пород по площади Донбасса. — Разведка и охрана недр, 1977, № 6, с. 41–47.
- Гречухин В.В., Воевода Б.И., Бойко А.Г. Петрофизический разрез Донецкого бассейна. — Сов. геол., 1978, № 3, с. 123–130.

УДК 551.311.23:551.76:(477)

С.П. КОРНИЕНКО

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ НА ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ УКРАИНЫ

Из всех процессов, определяющих характер осадочного породо- и рудообразования, наиболее влияющим оказывается процесс химического выветривания. Именно в ходе этого процесса происходит полная деструкция исходных пород и активная дифференциация вещества вплоть до разделения всех образующих его элементов. В результате все более возрастает роль хемогенного выноса, что служит определяющей предпосылкой формирования осадочных руд, а также меняется состав терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации. Несмотря на определяющую роль выветривания в осадко- и рудообразовании, этот процесс наименее изучен. Кроме того, исследование его весьма затруднено в силу того, что подвижная часть вещества, изучение поведения которой позволило бы установить основные закономерности миграции вещества, выносятся в бассейны седиментации. Поэтому для познания процессов выветривания необходимо совокупное исследование как остаточного материала кор выветривания, так и осадочных образований, коррелятным данным корам.

В этом аспекте нами была предпринята попытка параллельного исследования мезозойско-кайнозойских каолиновых (преобладающих в данном регионе) и железисто-каолиновых кор выветривания Украинского щита и разновозрастных с ними осадочных образований на склонах данного массива. Исследовались минеральный и химический составы кор выветривания и осадочных пород и их изменения в разрезах. В корях выветривания изучались соотношение элементов в каждой зоне, а также характер его изменения относительно исходных пород, и по полученным данным производился расчет баланса вещества по методу автора [Корниенко, 1973]. Сопоставлялись размеры выноса основных минералообразующих элементов с целью установления их генетической взаимосвязи. Сопоставления проводились графически в двух- и трехкоординатных системах. В осадочных породах исследовалось распределение по разрезам высокозрелого терригенного материала (каолины, кварцевые пески и галечники) с целью выявления периодов активного размытия кор выветривания. Для выяснения характера выветривания на территории Украинского щита и его изменения во времени исследовалось распределение в разрезах отложений продуктов хемогенного выноса, к которым были отнесены налеты, различные стяжения, цемент, прослои и руды железа, марганца, кремнистых минеральных ассоциаций, фосфориты и т.п. По описанным методикам было изучено 227 разрезов (главным образом каолиновых кор выветривания) на территории Украинского щита и 44 обобщенных разрезов мезозойско-кайнозойских отложений на его склонах с использованием данных предыдущих исследователей и результатов геологических съемок.

Особенности взаимосвязи минералообразующих элементов в каолиновой коре выветривания Украинского щита. Каолиновые коры выветривания широко распространены на территории щита. Их общая площадь составляет 160–170 тыс. км² при средней мощности до 35 м. Они имеют трехзональное строение. По минеральному составу выделяются следующие зоны: каолинитовая (III), каолинит-гидрослюдистая, или каолинит-монтмориллонитовая (II), зона дезинтеграции и начального выщелачивания (I) [Эльянов, 1971; и др.]. Каолиновые коры выветривания образуются практически по всем исходным породам — от кислых до основных. Состав кор в значительной степени зависит от исходных пород. Если по кислым породам формируются более чистые каолиновые коры, то по основным образуются коры, обогащенные монтмориллонитом и железо-глиноземистыми окисными выделениями.

Мы не будем останавливаться на химической характеристике кор выветривания и изменениях этой характеристики в процессе выветривания. Эти данные приведены в таблице, содержащей, в частности, коэффициенты концентрации минералообразующих элементов относительно материнского субстрата. Эти коэффициенты четко фиксируют уменьшение концентраций щелочных и щелочноземельных элементов и кремнезема, отмеченное коэффициентами менее 1,000. Исключение составляют K, Mg и SiO₂ в начальные этапы выветривания, причем SiO₂ накапливается только при дезинтеграции основных пород. Устойчиво концентрируются Al и Ti. В зонах I и II отмечается накопление Fe и Mn.

Изучение соотношений этих элементов в корях выветривания и их изменений в ходе развития процесса показало наличие одной устойчивой взаимосвязи, которая определена соотношением содержаний трех компонентов: SiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O₃. В трехосной системе координат соотношение содержаний этих компонентов в породах каолинитовой зоны характеризуется пропорциональной обратной зависимостью, а образованные ею

Средние значения содержаний, коэффициентов концентрации и выноса элементов по зонам каолиновой коры выветривания Украинского щита

Окисел	Содержание, %			
	Исходная порода	Зоны коры выветривания		
		I	II	III
SiO ₂	57,37	58,40	54,84	54,0
TiO ₂	0,83	0,93	1,10	1,13
Al ₂ O ₃	16,27	17,15	20,50	24,85
Fe ₂ O ₃ +FeO	8,09	8,12	7,71	5,77
MnO	0,13	0,11	0,09	0,08
CaO	4,49	3,45	1,76	0,72
MgO	3,15	2,24	1,50	0,56
Na ₂ O	3,19	2,52	1,08	0,44
K ₂ O	2,85	2,96	2,07	1,31

точки лежат в пределах одной плоскости, пересекающей своим продолжением все три оси координат. Эта связь фиксируется в зонах I и II, но выражена менее четко и проявляется при учете суммарного железа, т.е. включая закисное. Подобная зависимость между Si, Al и Fe могла выработаться только при установлении той или иной связи между ними в процессе каолинового корообразования.

Размеры и некоторые особенности выноса минералообразующих элементов при каолиновом корообразовании на территории Украинского щита. Оценка размеров выноса производилась в процентах относительно исходного содержания элемента, а также в килограммах из расчета выветривания 1 м³ исходной породы.

Наиболее интенсивно выносились щелочные и щелочноземельные элементы и Mn, размеры расчетного выноса которых уже на первых этапах в отдельных разрезах достигают 95–100%. Наименее активно выносятся Al, Ti и Fe, причем вынос последнего происходит более или менее равномерно на всех этапах выветривания (таблица). Вынос SiO₂ в отдельных разрезах составляет 90,0–96,7%, однако в среднем не превышает 53,9% от исходного содержания. Для всех элементов характерен более активный вынос в начальные этапы выветривания, т.е. при формировании зоны дезинтеграции и начального выщелачивания. Средний вынос элементов из 1 м³ основных, средних и кислых пород при образовании каолинитовой зоны (в кг): SiO₂ – 619,0–746,2; TiO₂ – 3,1–8,5; Al₂O₃ – 40,0–129,7; Fe₂O₃ – 59,1–194,8; Mn – 0,4–1,2; щелочных и щелочноземельных – 305,4–372,6. Интенсивность выноса элементов меняется на различных этапах выветривания. При расчете по конечным результатам выноса миграционная активность элементов определяется следующим рядом: Na > Ca > Mg > K > Mn > Fe > Si > Ti > Al, положение элементов в котором характеризуется сходством отдельных химических свойств.

Исследование соотношений размеров выноса элементов позволило выявить устойчивую корреляцию выноса SiO₂ и Al₂O₃ на всех этапах выветривания. На начальных этапах выветривания вынос Mg пропорционален выносам SiO₂, Al и Fe. Кроме того, тенденция к корреляции наблюдается между выносами Mn и Fe, Na и Al, K и Al. Часть этих зависимостей определяется установившимися связями элементов в исходных минералах, сходством свойств и некоторыми другими причинами.

Определяющее влияние характера выветривания на осадко- и рудооб-

Коэффициент концентрации			Вынос,%			Число разрезов
Зоны коры выветривания						
I	II	III	I	II	III	
1,025	0,932	0,896	31,94	43,50	52,90	227
1,224	2,130	2,202	27,29	26,41	24,24	170
1,047	1,302	1,688	24,94	23,90	22,14	170
1,280	1,159	0,840	29,06	42,33	65,83	194
1,083	1,134	0,758	44,77	68,21	70,25	146
0,855	0,501	0,352	50,72	77,69	85,75	166
1,023	0,790	0,449	48,60	71,81	84,90	171
0,802	0,337	0,204	45,20	79,58	91,67	167
1,355	0,941	0,596	39,97	58,25	76,23	164

разование в мезозое—кайнозое на склонах Украинского щита. Литолого-геохимический анализ мезозойско-кайнозойских отложений склонов Украинского щита позволил выделить пять эпох активного поступления хемогенного вещества в соответствующие бассейны седиментации. Наличие хемогенных образований отмечено в осадках нижнего триаса, байос-кимериджских (J_2-J_3), неокон-сеноманских (K_1-K_2), эоценовых (P_2) тортон-сарматских и их аналогах (N_1). В них наблюдается накопление кремнистых, железистых, высокоглиноземистых и фосфатных образований. К этим же отложениям приурочены скопления продуктов размыва кор выветривания: вторичных каолинов, кварцевых песков, песчаников и галечников. Одновременный вынос высокозрелого терригенного материала и химически растворенного вещества вполне увязывается с характером развития выветривания в условиях непленнизированной равнины, какую представлял собой в мезозойско-кайнозойское время Украинский щит. При поднятии такой области происходит врезание рек с последующим постепенным расширением площади размыва продуктов коры выветривания. Одновременно в результате поднятия в зону активного выветривания попадает новое количество свежих исходных пород [Корниенко, 1975]. Следует отметить, что появление высокозрелого материала в отложениях несколько опережает по времени наличие образований хемогенного выноса. Характерна также более значительная растянутость во времени железистых минеральных выделений относительно других хемогенных образований.

* * *

Анализ мезозойско-кайнозойских каолиновых кор выветривания Украинского щита и разновозрастных отложений его склонов позволил выявить целый ряд особенностей гипергенной дифференциации вещества и осадконакопления, а также их взаимосвязь. В ходе выветривания происходит вынос всех минералообразующих элементов. В коре сохраняется та их часть, которая связана в наиболее устойчивых минералах, а также часть кремния, алюминия и железа, образующих в ходе выветривания обратно пропорциональную зависимость.

Выветривание проходит неравномерно. В больших количествах выносятся элементы в начальные стадии выветривания. Кроме того, отмечаются эпохи активизации корообразования, совпадающие с поднятиями области

сноса, которые обуславливают попадание части свежих пород в зону выветривания. Оба эти процесса приводят к резкому усилению хемогенного выноса вещества и увеличение в отложениях диагенетических минеральных образований. Одновременно активизируется размыв кор выветривания и накопление в бассейнах седиментации высокозрелого терригенного материала.

В ходе корообразования отмечается корреляция размеров выноса SiO_2 и Al_2O_3 на всех этапах выветривания; Mg с SiO_2 , Al и Fe , а также Mn и Fe — в начальные периоды выветривания. В отложениях наблюдается одновременность накопления кремнистых и высокоглиноземистых образований. Равномерность выноса Fe в ходе выветривания, по-видимому, предопределила и более широкое распространение железистых образований по разрезу отложений. Все это указывает на определяющую роль характера выветривания в зоне сноса на состав отложений и позволяет выделить коррелятные корам выветривания осадки как более перспективные на поиски осадочных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Корниенко С.П. Расчет баланса вещества при выветривании горных пород. — Геохимия, 1973, № 9, с. 1373—1382.
- Корниенко С.П. О влиянии выветривания на характер осадконакопления на склонах Украинского кристаллического щита и некоторые вопросы литолого-формационного анализа. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 3, с. 20—31.
- Зьянов М.Д. Районирование Украинского щита по характерным чертам рельефа поверхности кристаллических пород. — В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, ч. 1, с. 214.

УДК 550.43:551.8: (551.734.5+551.735)

Б.У. УРУМБАЕВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ И КАРБОНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Согласно фациально-геохимическому анализу распределение химических элементов контролируется условиями осадконакопления. Изменение содержания их с течением времени и в пространстве тесно связано с эволюцией фациального состава седиментационных образований. В этом аспекте интересно рассмотреть геохимию осадочных пород на примере хемогенно-терригенных отложений фамена и карбона Западного Прибалхашья и сопредельных с ним восточных частей Чуйской впадины и Бетпак-Далы, а с юга — Кендыктаса, т.е. региона, известного в литературе как Чу-Илийский рудный пояс (или Чу-Илийский регион). Повышенное внимание к этим отложениям обусловлено приуроченностью к ним железо-марганцевых и свинцово-марганцевых проявлений, формированием линзо- и пластообразных рудных тел, залегающих согласно с вмещающими породами.

Нами были использованы пять геохимических показателей: характер распределения элементов по петрографическому профилю: гравелиты — песчаники — алевролиты — известняки (упорядоченный тип сглаженной модификации, пестрый [Страхов, 1962]); коэффициент упорядочения в распределении элементов по петрографическому профилю (отношение

числа элементов, подчиняющихся упорядоченному закону распределения элементов [Яночкина, 1966]); отношения Sr/Ba , Fe/Mn , Fe_2O_3/FeO .

В основу геохимических построений положены результаты опробования всех типов пород. Они проанализированы полуквантитативным спектральным анализом, химическими и термографическими методами. Всего выполнено около 22500 элементоопределений. Выявлен комплекс элементов, где наряду с терригенными компонентами Si , Al , Fe , Mn , Ca , K , Na обнаружены Mn , Pb , Zn , Cu , Co , Ti , Cr , Ba , V .

В Чу-Илийском регионе фаменские и каменноугольные отложения широко распространены и приурочены в основном к брахисинклинальным структурам. Они представляют собой комплекс разнообразных терригенных и карбонатных пород, связанных взаимопереходами, выраженными всем многообразием смешанного типа, с достаточно индивидуальными литолого-фаціальными и геохимическими условиями формирования. Кратко остановимся на характеристике выделенных фаций.

Фации открытого мелкого моря (ММ) ограниченно распространены в фамене и турне в северной части Чу-Илийского региона, где представлены хемогенными и органогенными породами, содержащими примесь обломочного, кремнистого и железистого материала, и терригенными породами с карбонатным цементом. Глубина моря, судя по характеру сортированности и дифференцированности состава осадков, морской толстостенной фауны (брахиоподы, мшанки, кораллы, криноидеи и др.), чередованию полого- или горизонтальнослоистых и косослоистых серий пород, упорядоченному распределению химических элементов в них (коэффициент упорядоченности $K = 0,75$), была умеренной и не выходила за пределы шельфовой зоны. В породах отмечаются повышенные (относительно кларка) содержания Mn , Ni и Co .

Фации прибрежного мелководья (ПМ) широко развиты в раннем карбоне и состоят из разнообразных по вещественному и гранулометрическому составу песчаников и алевролитов, реже — конгломератов и гравелитов. С ними тесно связаны отдельные прослои известняков и мергелей (нередко с остатками морской фауны) и горизонты кремнистых, кремнисто-глинистых и углисто-глинистых образований. Для описываемых фаций характерны: невыдержанность состава и мощности пород по простиранию, частое ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже — маломощных окремненных известняков, присутствие в разрезе кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, преобладание гидроморфных окрасок пород, наличие знаков ряби и мелкой полого- и косоволнистой слоистости, сравнительно хорошая окатанность и сортированность обломочного материала, тип сглаженной модификации распределения химических элементов ($K = 0,55$), обогащенность Mn , Ni , Co , Pb , Zn , Ba .

Лагунные фации включают отложения, возникшие в переходной зоне между морем и сушей. Среди них выделяются лагунно-морские фации (МЛ), которые пространственно совпадают с фациями мелкого моря и прибрежного мелководья (ПМ—Л). К ним отнесены оолитовые и органогенные известняки, доломиты, мергели, пестроцветные средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными (до 2–4 м) прослоями гипса и ангидрита. В них встречаются органические остатки — пелециподы, мшанки и брахиоподы. Этим породам свойственны высокие значения отношения Sr/Ba , равные 2–3, что свидетельствует о значительной минерализации среды осадконакопления.

Фация солеродной лагуны (СЛ) выделена лишь среди фаменских отложений в западной части Чу-Илийского региона. Отличительной чертой ее является наличие темно-серых доломитизированных известняков и мощ-

ных пачек галита и ангидрида среди загипсованных зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов.

Фация приморской низменности с торфяными болотами, периодически затопляемыми морем (ПН—Б), представлена нижневизейскими отложениями Западного Прибалхашья и Чуйской впадины. В ее составе преобладают разнозернистые песчаники, в основном кварцевые, реже — полевошпат-кварцевые и полимиктовые. Характерно для этой фации присутствие углей, углистых аргиллитов, обильных растительных остатков и иногда свободных минералов глинозема.

Фации аллювиально-дельтовой равнины, временами заливавшейся морем (АДР—М), состоят в основном из красноцветных, реже — сероцветных песчаников, гравелитов, алевроитов с подчиненным количеством конгломератов. Среди них встречаются прослои органогенных, часто песчанистых, иногда детритусовых известняков, известковистых песчаников и аргиллитов, содержащих морскую фауну и флору. Для пород этой фации характерны: несовершенная окатанность и плохая сортированность обломочного материала, наличие грубослоистых серий, пестрый тип распределения элементов в терригенных породах ($K = 0,15 - 0,35$) и тип сглаженной модификации в карбонатных отложениях ($K = 0,55$), присутствие в составе глинистой составляющей каолинита и гидрослюда, а также значения Pb, Zn, Ti, превышающие кларковые.

Фации аллювиальных равнин с предгорными конусами выноса и озер (АР, АР—О) объединяют делювиальные и тесно связанные с ними пролювиальные и аллювиальные осадки, которые характеризуются грубообломочными и песчано-глинистыми разностями. Отличительной особенностью их является направленность размещения осадков по размеру обломочных частиц и их сортированность в направлении от гор (грубообломочные) к расположенным ниже равнинам (мелко- и тонкозернистые), а также пестрое распределение элементов ($K = 0,10 - 0,35$). Озерные отложения сложены мелкозернистыми песчаниками, горизонтально-слоистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями известковистых конкреций и глинистых известняков с редкими окаменелыми растительными остатками.

Рассмотрим, как изменяются геохимические особенности пород с течением времени и в пространстве в зависимости от их фациальной принадлежности.

Распределение химических элементов в породах разных литофациальных комплексов подчиняется разным законам и направленно изменяется от водосборной площади к бассейну седиментации, от континентальных условий осадконакопления к маринным. Так, в отложениях, образовавшихся в непосредственной близости от источников сноса в обстановке физического выветривания и малых возможностей сортировки обломочного материала, распределение их по профилю гравелиты—песчаники—алевролиты подчиняется пестрому типу и характеризуется низкими значениями коэффициента упорядочения (до 0,15). Затем величина этого параметра повышается до 0,35 в терригенных породах, сформировавшихся в условиях аллювиальных (АР) и аллювиально-дельтовых (АДР) равнин. Далее, по мере увеличения пути транспортировки и последующей дифференциации обломочных частиц и разбавляющего действия карбонатного материала, характер поведения элементов приобретает черты согласованности и в отложениях прибрежного мелководья (ПМ) подчиняется типу сглаженной модификации ($K = 0,55$). И наконец, в осадках шельфовой зоны мелкого моря (ММ), где была хорошо проявлена механическая и химическая дифференциация, элементы распределяются упорядоченно ($K = 0,75$).

Степень упорядоченности малых элементов по разрезу также варьирует от 0,55–0,75 в породах ранних стадий до 0,15–0,35 – в поздних. Преобладание в позднем девоне и раннем карбоне химического выветривания на водосборных площадях, дальность транспортировки и сортированность осадков предопределили упорядоченное распределение элементов в породах трансгрессивной серии. Пестрое же поведение их в отложениях регрессивного ряда в средне-позднекаменноугольную эпоху определяется преимущественно механической дезинтеграцией исходных пород в условиях расчлененного рельефа водосбора и ограниченными расстояниями переноса обломочного материала.

Известно, что отношение Sr/Ba является показателем среды бассейна седиментации. З.А. Яночкина [1966] считает, что породы, образовавшиеся в пресноводных водоемах, как правило, имеют значение указанного отношения меньше единицы, в морских – больше. Терригенные отложения, накопившиеся в условиях аллювиальных (АП) и аллювиально-дельтовых (АДР) равнин, имеют величину отношения Sr/Ba около 0,4–1,0. В периоды наступления моря в пределы этих равнин и осаднения карбонатных осадков она возрастает до 1,2–1,7. Последние также характерны для морских и прибрежно-морских образований. В водоемах с повышенной минерализацией (лагунах) отношение Sr/Ba достигает 2–3 и снижается до 0,6 в опресненных частях морского бассейна (за счет притока речных вод).

Хорошо согласуется с изложенным величина железо-марганцевого коэффициента (Fe/Mn), которая весьма показательна для характеристики осадочных толщ. Для морских вод отношение Fe/Mn , по С.М. Катченкову [1959], равно 13. В изученных нами породах, сформировавшихся в континентальных обстановках, значение этого параметра колеблется в широких пределах – от 48 до 129 и иногда достигает 180. В отложениях, образовавшихся в морских условиях, этот показатель меняется от 5,2 до 14,3 и снижается до 2,3 в областях повышенной минерализации (лагунах).

Окислительная обстановка среды осадконакопления, существовавшая в течение фамена и каменноугольного периода, подчеркивается высоким, намного превышающим единицу (1,2–22,8) значением отношения Fe_2O_3/FeO . По мнению А.Б. Ронова [1961], при величине этого показателя, равной 1 и менее, в среде создаются устойчивые восстановительные условия.

Таким образом, изучение закономерностей распределения химических элементов в сочетании с другими методами геологических и литологических исследований дает возможность реконструировать обстановку палеоседиментации. Изменения условий, в которых протекали процессы седиментогенеза, существенно влияют на общую геохимическую эволюцию.

ЛИТЕРАТУРА

- Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. – Тр. ВНИГРИ.Н.С., 1959, вып. 143.
Ронов А.Б. Органический углерод в осадочных породах. Геохимия, 1961, № 4.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2.
Яночкина З.А. Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Недра, 1966.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Верхнедокембрийские толщи на Сибирской платформе имеют преимущественное распространение в областях перикратонных опусканий и в приразломных депрессиях авлакогенового типа. Лишь верхнерифейские и верхневендские отложения распространились за пределы прогибов и в виде маломощного чехла перекрывали архей-нижнепротерозойское складчатое основание. Мощности накапливаемых осадков определялись амплитудами воздыманий и опусканий Среднесибирского (Анабарского) и Алдано-Станового сводовых геоблоков.

При формировании верхнедокембрийских толщ большую роль играли вулканические процессы, которые длились с некоторыми перерывами в течение рифея и венда и протекали главным образом в эксплозивной форме [Протерозой. . . , 1979]. Извергнутая вулканами тефра имела переменный состав: основной, щелочно-основной, щелочной, кремнекисло-щелочной, щелочно-ультраосновной. Для всех щелочных разновидностей вулканических пород характерна ультракалиевая щелочнометаллическая специализация. В связи с тем, что извержения в позднем докембрии происходили в прибрежно-морской и мелководной морской зонах, пепловые околожерловые постройки быстро разрушались под воздействием волновой абразии и тефрогенный материал подвергался осадочной дифференциации. При пеллопадах в прибрежных зонах проявлялась также "золотая" дифференциация, которая приводила к осаждению на больших расстояниях от вулканических жерл кварцевого и калишлат-кварцевого тефрогенного материала.

Процессы выветривания в позднем докембрии были теснейшим образом связаны с вулканической деятельностью. Эксгалиции и фумаролы способствовали интенсивному химическому разложению вулканитов, а также метаморфических и осадочных пород. В сочетании с гипергенезом это обеспечивало в определенные периоды формирование смешанных корово-метасоматических образований. Древнейшими из них являются рыхлые дезинтегрированные породы, залегающие в основании мукунской серии нижнего рифея на склонах Анабарского массива. Здесь фиксируются следы гипергенного преобразования архейских метاپород с развитием по ним хлорита, монтмориллонита, гидрослюд. Выше залегают гидротермально-измененные вулканические пеплы кремнекисло-щелочного состава, подвергнутые вторичному окварцеванию, каолинизации, гидрослюдициции, гематитизации, но сохраняющие характерный спектр тяжелых минералов ультракалиевых щелочных пород (щелочные амфиболы, флогопит, апатит, ильменит, сфен, перовскит).

Вторым раннерифейским уровнем распространения преобразованных пород был предсыгинахтахский (предкотуйканский) горизонт. Здесь гипергенные преобразования, охватывающие архейские и нижнепротерозойские метаморфические и магматические породы, имели доминирующее значение и степень зрелости коровой проработки субстрата достигала каолининовой стадии [Шамшина, Шпунт, 1975].

На протяжении среднего и позднего рифея сводовые воздымания геоблоков вызывали неоднократные перерывы в осадконакоплении. Но как показывает анализ вещественного состава базальных слоев осадочных серий, в них постоянно содержатся наряду с каолинитом, гидрослюдами,

шамозитом, гематитом и кварцем обломки измененных вулканогенных пород. По химическому составу глинистые породы базальных слоев не имеют каких-либо существенных отличий от аргиллизированных пепловых образований. В целом ранне-, средне- и позднерифейские этапы формирования терригенных пород знаменовались главенствующей ролью гидротермальных процессов аргиллизации, наложенных на терригенный материал.

В нижневендских слоях установлено присутствие реликтов кор выветривания гидрослюдистого состава с примесью сульфатных минералов [Шамшина, Никишова, 1971]. Петрографо-минералогическое исследование нижневендских пород показало, что среди них распространены терригенные и вулканотерригенные образования с глинизированным пепловым материалом щелочного и кислого составов [Докембрий..., 1976; Протерозой..., 1979; Давыдов, 1981]. Таким образом, и на этом возрастном уровне имело место смешение генетических признаков гидротермальной аргиллизации вулканического субстрата и его поверхностного гипергенного выщелачивания.

Терригенное осадконакопление в целом определялось разрушением двух групп источников: гипергенно-преобразованных архей-нижнепротерозойских пород фундамента и гидротермально-измененных вулканитов. Осадочная дифференциация измененной тefры приводила в большинстве случаев к камуфлированию ее первичных генетических признаков, в результате чего продукты переотложения пирокластики предстают в верхнедокембрийских толщах как "обычные" терригенные осадочные породы. Близкие по генезису глинистые отложения "камouflированно-пирокластогенного" типа описаны О.С. Ломовой [1980] в современных содовых озерах, среди эоценовых и меловых пород Восточной Атлантики, в толщах среднего-верхнего карбона Московской синеклизы.

Обобщение данных о вещественном составе терригенных пород позволило установить ряд признаков, по которым камouflированно-пирокластогенные разности отличаются от продуктов размыва и переотложения кор выветривания. В вулканогенно-осадочных породах главный минеральный компонент — кварц — представлен большей частью обломочными сильнотрещиноватыми зернами с однородным набором минеральных включений (турмалин, циркон, апатит, титанистые минералы, иногда хлоритизированный биотит-флогопит) и узким спектром низкотемпературных декрепитационных характеристик, варьирующих в пределах 220—350 и 420—460°С. Кварц в терригенных породах, связанных с размывом собственно кор выветривания, имеет облик как монозерен с широким набором минеральных включений, так и обломков метаморфогенного генотипа, состоящих из изометрично-мозаичных или изрезанно-лапчатых микрозерен. Декрепитационные замеры его демонстрируют большой разброс термальных характеристик без четко выраженных однородных пиков.

Калиевые полевые шпаты в пирокласто-осадочных породах представлены, как правило, промежуточным ортоклазом, встречающимся в качестве одного из главных компонентов в лавах трахибазальтов, трахитов и в трахитовых, трахилипаритовых пеплах. Нередки удлиненные волосовидные обломки кристаллов, перенос которых мог осуществляться лишь при золотой дифференциации пеплов (мукунская серия Анабарского массива). Появление микроклина в терригенных породах наряду с ортоклазом указывает на размыв дорифейских гранитоидов.

Сравнение геохимических спектров терригенных пород также позволяет обособить те литологические разности, в которых сохранена генетическая связь с вулканогенными источниками. В высококалийных вулканитах

и в продуктах их разрушения профилирует бор-хромовая геохимическая специализация и сохраняется высокое значение барий-стронциевого отношения. В вулканитах основного состава и связанных с ними вулканогенно-осадочных породах возрастают концентрации халькофильных и сидерофильных элементов вплоть до значительных рудопроявлений железа, марганца (Уджинский авлакоген). В песчаниках, гравелитах, конгломератах, состоящих из высокозрелых компонентов кор выветривания, указанные профилирующие концентрации микроэлементов сведены до уровня околосларковых значений.

Вулканизм оказывал влияние и на режим карбонатонакопления. Учитывая интенсивность поствулканических изменений, приводящих к выносу K, Na, Mg, SiO_2 , Al_2O_3 , окислов железа и ряда микроэлементов из тейфы и лав во вмещающую водную среду, а также ограниченную площадь распространения рифейских и нижневендских бассейнов, следует ожидать высокий уровень минерализации мелководных сублиторальных зон. Особенно высокой, по-видимому, была концентрация в гидросфере калия. Все это в сочетании с большим количеством фумарольной углекислоты и магния, привносимого с хлоритом в вулканитах, обуславливало оптимальные условия для осаждения высокомагнезиальных карбонатных илов, трансформирующихся при эпигенезе в доломиты. Высокомагнезиальное карбонатонакопление форсировалось также повышением температуры при подводных эксгальтативных процессах. Это можно проследить на примере кремнисто-доломитовых пород, образованных при эксгальтативном воздействии термальных кремнистых растворов (пики по декрепитации в интервалах 60–120, 200–280, 320–340, 420–440 °C) на слабо диагенезированные карбонатные илы.

Активная вулканическая деятельность объясняет и своеобразие развития органической жизни рифея и венда. Высокощелочной калиевый состав гидросферы препятствовал возникновению более сложных органических форм, чем фитопланктон и водорослевые образования, причем наиболее мощные и крупные по размерам строматолитовые постройки формировались в периоды затуханий вулканических вспышек. Резкий спад вулканической активности в конце венда — начале раннего палеозоя обусловил изменение экологических условий жизни и появление первых скелетных форм.

Обобщая все данные по позднедокембрийскому вулканизму и осадконакоплению, можно заключить, что состав рифейских и вендских осадочных пород на Сибирской платформе находился в тесной генетической связи с синхронными по возрасту вулканическими образованиями, которые формировались в условиях резко меняющегося глубинного флюидного режима. Чем интенсивнее проходила дегазация мантии, тем большей была доля участия мантийных компонентов в поверхностных осадочных образованиях. Для верхнедокембрийских платформенных толщ такими компонентами были K, Cr, B, F, Cl, возможно, еще и радиоактивные элементы. Степень участия мантийных флюидов в поверхностной осадочной оболочке, видимо, определялся и уровень организации органического мира, развитие которого подавлялось при вспышках вулканической деятельности и оживлялось в периоды ее затухания. Все эти процессы являлись отражением общей "континентализации" земной коры [Коссовская, Шутов, 1980], происходившей в позднедокембрийский этап развития литосферы на древних платформах.

- Давыдов Ю.В. Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия. — Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 61–68.
- Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья: Билюро-Уджинское поднятие/ Б.Р. Шпунт, Э.А. Шамшина, И.Г. Шаповалова и др. Новосибирск: Наука, 1976. 140 с.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. "Эмбриональная" континентализация океанической коры. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 48–55.
- Ломова О.С. Пальгорскиты и сепиолиты в осадочных породах — индикаторы геологических обстановок. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 79–83.
- Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы/ Б.Р. Шпунт, И.Г. Шаповалова, Э.А. Шамшина и др. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
- Шамшина Э.А., Никишова Л.В. Древние коры выветривания на юго-восточном склоне Анабарского поднятия. — Тр. СНИИГГиМС, 1971, вып. 127, с. 29–33.
- Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Докембрийские коры выветривания северо-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: РИМС, 1975, с. 161–167.

УДК 552.5:551.73/76 (571.56)

М.Д. БУЛГАКОВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКО-ТРИАСОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Эволюция палеозойско-триасового осадконакопления на территории Восточной Якутии отражает длительную историю цикличного развития Верхояно-Колымского палеобассейна от одной из самых обширных в фанерозое ордовикской трансгрессии до максимальной поздне триасовой регрессии. На протяжении рассматриваемого интервала выделяются два седиментационных цикла — ранне-среднепалеозойский и позднепалеозойско-триасовый. Первый из них характеризовался региональным развитием биогенного карбонатонакопления и формированием мощного (до 11 км) комплекса преимущественно карбонатных, терригенно-карбонатных формаций. Позднепалеозойско-триасовому циклу присущи качественно новые парагенезы терригенных, угленосных, кремнисто-карбонатных, кремнистых, вулканокластических и эффузивных образований.

Смена седиментационных циклов произошла в интервале от позднего девона до визейского века и была обусловлена гумидизацией климата, активизацией внутрибассейнового эксплозивного вулканизма, резкими поднятиями платформенных областей и усилением их размыва. Переход от одного цикла к другому происходил на фоне начавшихся в раннем карбоне широких раздвиговых процессов¹, четкого обособления зон терригенной вулканогенно-обломочной и глинисто-карбонатно-кремнистой седиментации.

Каждый цикл включает по два крупных этапа осадконакопления. Это соответственно: раннепалеозойский (ордовик — силур) и среднепалеозойский (девон — турнейский век), а также позднепалеозойский (визейский век — пермь) и триасовый этапы. Все они имеют регрессивный тип разви-

¹ См.: Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979. 207 с.

тия, но особенно ярко этот тип выражен для раннепалеозойского и позднепалеозойского этапов. Заключительные регрессивные стадии формирования этих этапов характеризуются не только максимальным развитием континентальных и лагунных фаций, но и активизацией трахибазальтового эффузивного вулканизма, появлением красноцветных эффузивно-обломочных накоплений. Именно на этих стратиграфических уровнях (поздний силур—ранний девон, поздняя пермь—ранний триас), характеризующихся своеобразными фациально-геохимическими обстановками, происходят существенные изменения и в фаунистических сообществах.

Более конкретно эволюцию осадконакопления в Верхояно-Колымском палеобассейне можно проследить на примере развития отдельных звеньев седиментационного процесса.

Карбонатонакопление было ведущим седиментационным процессом на протяжении всего ранне-среднепалеозойского цикла. Преобладают отложения лагунных, мелководно-морских и рифогенных фаций, представленные разнообразными биоморфными, биоморфо-детритовыми, обломочными, глинистыми, пелитоморфными известняками и доломитами. В относительно глубоководных впадинах, прогибах, депрессиях отлагались микритовые радиоляриевые известняки, кремне-известняки, градивованные биокластиты. Наиболее изменчивыми образованиями являются органо-генные известняки мелководно-морских и рифогенных фаций. Характер их изменений определяется общей эволюцией органического мира и отражает этапы расцвета и исчезновения определенных групп порообразующих организмов. Так, только для раннепалеозойского этапа характерны трилобитовые ракушники, водорослевые рифогенные известняки и доломиты, для среднего палеозоя — коралло-строматопоровые известняки, ругозовые биогермы. С раннего карбона в связи с поступлением в бассейн огромных масс обломочного материала интенсивность карбонатонакопления резко сокращается. Исчезают рифогенные фации, доломиты. Преобладающей формой нахождения карбонатного материала становится рассеянная минеральная примесь в тонкозернистых обломочных осадках (кальцит в морских отложениях и сидерит в угленосных осадках прибрежно-равнинных фаций). В слабокарбонатных аргиллитах широкое распространение получают диагенетическое перераспределение карбонатного материала и формирование разнообразных по форме и размерам известковистых, сидеритовых конкреций. В трансгрессивных сериях присутствуют линзы, прослои органо-генно-обломочных известняков, но они редки, маломощны и являются аксессуарными элементами терригенных разрезов. Более активно развивается биогенная седиментация в межэруптивных периоды на восточной "вулканической" окраине бассейна.

Терригенная седиментация в раннем—среднем палеозое развита крайне ограничено в узкой краевой зоне бассейна. Кратковременное расширение ореола терригенных осадков приурочено к морским регрессиям (верхний силур, верхний девон). Грубообломочные отложения известны только по периферии Охотского массива и Приколымского поднятия (базальные слои трансгрессивных серий ордовика, нижнего девона). Характерная черта терригенных пород ранне-среднепалеозойского цикла — их высокая карбонатность. В составе обломочного материала, кроме сиалической метаморфогенной кластики (метапесчаники, металевролиты, кварциты, кремнистые сланцы), присутствуют разнообразные известняки, доломиты, цемент в породах — карбонатный. Песчаники, алевролиты пограничных слоев силура—девона обогащены гидроокислами железа, имеют красную окраску и являются главным элементом красноцветных терригенно-карбонатных формаций. В раннем—среднем ордовике,

раннем силуре широкое распространение получают относительно глубоко-водные, существенно глинистые граптолитовые фации.

В позднем палеозое (начиная с визейского века) и раннем мезозое главной областью терригенного осадконакопления становится западная и центральная части бассейна (мощность верхнепалеозойско-триасовой части разреза верхоянского комплекса здесь достигает 13 км). Появляются новые фациально-генетические типы терригенных отложений: угленосные аллювиальные, озерно-болотистые фации (средний карбон, верхняя пермь), горизонты аллювиально-дельтовых высокозрелых существенно кварцевых песчаников, гравелитов, представляющие собой продукты перетолжения кор выветривания каолинового профиля (средний-верхний триас). Выдержанный состав размывающихся пород (эффузивные, метаморфические и интрузивные комплексы кислого состава) определил однообразие петрографических типов терригенных отложений (олигомиктовые, полимиктовые песчаники, алевролиты, хлорит-гидрослюдистые аргиллиты). Характерна исключительно низкая карбонатность терригенных осадков, особенно в регрессивных сериях, где преобладают бескарбонатные алевролиты и песчаники со сливным кварцево-регенерационным цементом.

Эволюция вулканизма и вулканогенно-обломочного осадконакопления наиболее заметна в изменении масштабов, интенсивности форм проявления, структурного контроля. При этом на протяжении всего рассматриваемого периода сохраняется относительно устойчивый валовый состав вулканических продуктов, среди которых преобладают субщелочные разновидности основных пород (трахибазальты, трахиандезиты-базальты). Для ранне-среднепалеозойского цикла характерна приуроченность вулканических процессов к узким грабеновым структурам, развивающимся в окраинных частях бассейна. В начале цикла (ордовикская эпоха) вулканизм проявился только в Арга-Тасском грабене. Вулканические продукты представлены здесь плотными литокристалло-кластическими туфами трахибазальтов, образовавшимися при подводных эксплозиях на достаточно большой глубине.

На среднепалеозойском этапе активизируется эффузивный вулканизм в Арга-Тасском, Увязкинском, Среднеколымском, Сетте-Дабанском, Хараулахском грабенах. Излияние лав базальтов, трахибазальтов, трахитов происходит в этих структурах на стадиях компенсированного и перекомпенсированного прогибания в мелководной и субазальной обстановках с образованием значительных масс шлакового, лава- и гиалокластического материала. Широкое развитие на рубеже силура — раннего девона в среднем девоне получают красноцветные разновидности эффузивных и эффузивно-обломочных пород, обособляющиеся в автохтонные красноцветные осадочно-вулканогенные формации.

В позднем палеозое вулканическая деятельность локализуется в восточной части бассейна. Здесь выделяются обширные области активного наземного и островного вулканизма (Алазейское, Приколымское поднятия), в пределах которых накапливались разнообразные вулканокластические и вулканотерригенные осадки; на разных уровнях карбона — перми в мелководной и субазальной обстановках изливались базальтовые лавы. Широкое площадное развитие, в том числе на западной окраине бассейна и на Сибирской платформе, базальтоидный вулканизм получает в конце перми — начале триаса. На этом же уровне на локальных участках (Вилуйская синеклиза, Приколымское поднятие) появляются красноцветные и пестроцветные вулканогенные и вулканогенно-обломочные накопления.

С раннего триаса начинается резкий спад вулканической активности. Полное прекращение вулканизма происходит в конце анизийского века,

и до норийской трансгрессии палеозойские вулканические поднятия становятся областями длительного континентального выветривания и размыва. Особое место в палеозойских разрезах Верхоянской антиклинальной зоны и северной части Приколымского поднятия занимают тонкие, хорошо отсортированные витрокластические туфы кислого состава, образующие пласты и прослои от десятков сантиметров до 10–20 м. Источником кислой телепирокластики являлись, по-видимому, внутренние геоантиклинальные поднятия и срединные массивы (Охотский, Омолонский).

Кремненаконение осуществлялось только на позднепалеозойском этапе развития седиментационного бассейна. Кремнистые осадки представлены почти исключительно темноцветными углеродистыми разностями (фтанитами, спонголитами), аккумуляция их происходила в самых глубоких впадинах и прогибах. Максимум кремненакопления приходится на границу турнейского – визейского веков и конец перми – начало триаса. Кремнистая седиментация раннего карбона, происходящая на фоне крупных тектонических перестроек, получила наиболее широкое площадное развитие как в западной, так и в восточной части бассейна. Непосредственной связи кремнистых отложений с базальтоидным вулканизмом в большинстве изученных разрезов не установлено, поэтому вполне возможно, что основная часть кремнезема в раннем карбоне поступала с гидротермами по зонам активизированных разломов. В поздней перми – раннем триасе накопление кремнистых осадков происходит только на восточной “вулканической” окраине бассейна и для них наблюдается отчетливая пространственная и временная связь с основными эффузивами. Мощность кремнисто-вулканогенных пачек пермо-триасового возраста очень небольшая: со спонголитами не превышает 100 м, а с радиоляриевыми силицитами – 20–30 м. Эта черта – отсутствие сколько-нибудь мощных спилитово-кремнистых, особенно яшмовых комплексов – составляет одну из характерных особенностей палеозойско-триасового осадконакопления в Верхоянско-Колымском геосинклинальном бассейне.

Введение	3
<i>А.П. Лисицын.</i> Глобальные пояса лавинной седиментации	4
<i>П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, В.В. Еремеев.</i> Применение литолого-фациального метода к изучению осадков океана	35
<i>Г.А. Чихрадзе, М.А. Беридзе, Э.В. Варсимашвили, Г.С. Кикодзе, Г.Ш. Сибашвили, Н.Г. Цабдзе, И.Д. Чечелашвили.</i> Юрские и меловые осадочные и вулканогенно-осадочные геоккомплексы Грузии	42
<i>Г.Ф. Крашенинников.</i> Выделение и типизация обстановок осадконакопления и породообразования	51
<i>И.В. Николаева.</i> Эволюция обстановок осадко- и рудообразования по данным изучения глауконита	60
<i>М.И. Карпова, А.С. Михайлов.</i> Уран как индикатор эволюции обстановок и условий фосфатонакопления в природных бассейнах	68
<i>А.В. Ивановская, В.Г. Петров, М.Ф. Соколова.</i> Эволюция состава олигомиктовых кварцевых комплексов в позднем докембрии и их климатическая зональность	80
<i>Х.А. Вийдинг.</i> Роль различных факторов кластогенеза в формировании и эволюции осадочных пород на древних платформах	94
<i>Н.С. Окнова.</i> Эволюция ассоциаций терригенных минералов с развитием осадочного процесса	103
<i>Р.А. Цыкин.</i> Обстановки осадконакопления карстовой фациальной области	107
<i>И.Д. Данилов.</i> Криолитогенез и его эволюция в геологической истории Земли	113
<i>А.В. Македонов.</i> О типизации и систематике осадочных пород и фаций	121
<i>С.Л. Афанасьев.</i> Классификация типов литогенеза	124
<i>Н.Н. Претеченский.</i> Литотипы и фации (принципы выделения и таксономия)	127
<i>А.В. Гольберт.</i> Литологические критерии климатов геологического прошлого и их использование в региональных палеоклиматических реконструкциях (на примере мезозоя и палеогена Сибири)	132
<i>В.Д. Мац, Г.С. Голдырев, Т.К. Ломоносова, Б.П. Шурыгин.</i> Континентальный литогенез на западной окраине Байкальской горной области в протерозой-кайнозойское время	135
<i>П.В. Семенов, В.П. Семенов.</i> Кремнистые породы невулканогенных областей и принципы их типизации	141
<i>В.Б. Курносов, И.В. Холодкевич, Л.П. Кокорина, Н.В. Котов.</i> Гидротермальное влияние магматического фундамента на формирование осадков в океане	145
<i>Л.С. Чернова, Н.Т. Мандрикова, П.К. Мазеева.</i> Особенности эволюционного преобразования карбонатных пород — коллекторов нефти и газа (Западная Якутия)	148
<i>Б.П. Назаревич, И.А. Назаревич.</i> Мезозойские формации Восточного и Центрального Предкавказья как отражение эволюции осадконакопления и становления Скифской плиты	150
<i>В.Г. Петров, С.В. Саргеев.</i> Петрохимическая эволюция осадконакопления верхнего докембрия западного обрамления Сибирской платформы	162
<i>Т.И. Гурова, К.С. Кондрина, Л.С. Чернова.</i> Эволюция терригенных минералов в рифей-венд-нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы	166

<i>Т.А. Ястребова.</i> Мобильность рельефа дна бассейнов осадконакопления . . .	169
<i>Э.А. Пиррус.</i> Аутигенное минералообразование в глинистых толщах венда и кембрия Прибалтики (применительно к проблеме эволюции осадочного процесса) . . .	174
<i>А.Г. Мурзалиев.</i> Особенности карбонатакопления в ордовике Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория . . .	178
<i>А.Д. Додатко.</i> Эволюция процессов выветривания в послепармских коррах Русской платформы (на примере Украинского щита) . . .	181
<i>М.М. Ипатов.</i> Диагностика континентальных перерывов в районе Воронежского кристаллического массива . . .	185
<i>М.И. Грейзер.</i> Диагностика континентальных эпох и перерывов в докембрии на примере протерозоя Сибирской платформы и ее обрамления . . .	189
<i>М.Ю. Каменева, З.В. Бородаевская.</i> Глауконит как показатель обстановок образования и преобразования ордовикских отложений Русской и Сибирской платформ . . .	192
<i>Л.П. Горбач, В.В. Шехоткин.</i> Обстановки осадконакопления в платформенных морях в конце мезозоя—начале кайнозоя и принципы их типизации . . .	199
<i>А.А. Махнач.</i> Галогенные минералы негалогенных фаций — глобальное явление в подсольевых формациях . . .	203
<i>С.К. Кропачева.</i> Фации древней себкхи и принципы их выделения . . .	205
<i>В.И. Колнин.</i> Основные особенности диагенетических процессов в галогенном литогенезе . . .	209
<i>М.Ф. Стащук.</i> Термодинамический подход к связи ангидритовых толщ с морской водой . . .	214
<i>Ю.Н. Дерюгин.</i> Палеогеографическая реконструкция условий образования кварцевых конгломератов района Тарагай-Хая (Алданский щит) . . .	217
<i>В.И. Левин, М.П. Метелкина, Б.И. Прокопчук, И.П. Шофман, Т.И. Осина.</i> Реконструкция условий накопления меловых отложений в карстовых депрессиях севера Сибирской платформы . . .	221
<i>В.В. Гречухин, Б.И. Воевода, А.В. Савченко.</i> Принципы выделения осадков и типизация обстановок осадконакопления угленосных толщ Донбасса с помощью геофизических методов . . .	224
<i>С.П. Карниченко.</i> Особенности развития выветривания в мезозойско-кайнозойское время и его влияние на осадкообразование на платформенной части Украины . . .	228
<i>Б.У. Урумбаев.</i> Геохимические черты эволюции осадкообразования в позднем девоне и карбоне на территории Западного Прибалхашья . . .	232
<i>Б.Р. Шпунт.</i> Позднедокембрийский вулканогенно-осадочный литогенез на Сибирской платформе . . .	236
<i>М.Д. Булгакова.</i> Основные черты эволюции палеозойско-триасового осадконакопления в Восточной Якутии . . .	239

УДК 551.35

Писицын А.П. **Глобальные пояса лавинной седиментации.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 4—35.

Установлены общие закономерности распределения масс осадочного материала в океане и выделены глобальные пояса лавинной седиментации, а также выявлены ее главные факторы, причины изменения их в геологической истории океана, особенности преобразования осадков при их захоронении и связанные с ними полезные ископаемые.

Ил. 15, библиогр. 85 назв.

УДК 551.461.8

Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Еремеев В.В. **Применение литолого-фациального метода к изучению осадков океана.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 35—42.

Литологические данные свидетельствуют о том, что современная северная часть Атлантики до эоценового времени не входила в океаническую область. В эоцене произошло оживление тектонического режима, а в ряде областей и вулканизма, произошло опускание территории, возникли большие глубины, широкое развитие получили биогенные кремнистые илы.

Библиогр. 1 назв.

УДК 551.31:551.74

Чихрадзе Г.А., Беридзе М.А., Варсимашвили З.В., Кикодзе Г.С., Сибашвили Г.Ш., Цабадзе Н.Г., Чечелашвили И.Д. **Юрские и меловые осадочные и вулканогенно-осадочные геокмплессы Грузии.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 42—51.

Своеобразие тектонического развития, проявление синхронного вулканизма и климатические особенности на территории Грузии обусловили многообразие процессов и обстановок осадконакопления. В юрско-меловых отложениях Грузии выделены 19 осадочных геокмплессов и три этапа их развития: 1) синемюр-батский (раннеальпийский), 2) келловей-кимериджский (среднеальпийский), 3) валанжин-маастрихтский (позднеальпийский). Состав пород определяется составом осадка и влиянием сжатия—растяжения, складкообразования, вулканизма и других процессов, интенсивность проявления которых определялась развитием альпийского орогенного пояса.

Ил. 2, библиогр. 8 назв.

УДК 551.3.051+552.14

Крашенинников Г.Ф. **Выделение и типизация обстановок осадконакопления и породообразования.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 51—60.

В процессе осадочного породообразования целесообразно выделять не два, а пять этапов: 1) мобилизации вещества, 2) переноса, 3) накопления, 4) диагенеза и 5) катагенеза. Каждый из этих этапов обладает принципиальными отличиями от соседних, хотя они взаимно тесно связаны. Поэтому каждый из них должен типизироваться по самостоятельным признакам, кратко рассмотренным в статье. С позиций системного подхода под генезисом осадочной породы следует принимать не только обстановку накопления, как это обычно делается, а все пять указанных этапов.

Табл. 1, библиогр. 20 назв.

УДК 549.623.5:551.35.:551.7

Николаева И.В. **Эволюция обстановок осадко- и рудообразования по данным изучения глауконита.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 60—67.

Установлено, что появление минералов группы глауконита (МГГ) связано с платформенным тектоническим режимом, климатическими оптимумами, широким развитием процессов выветривания и континентальных перерывов в осадконакоплении. Выветривание определяет первичный состав МГГ и характер их изменения. Содержание тапассофильных элементов коррели-

руется с температурой и соленостью морской воды. Прослеживается закономерное изменение состава МГГ от древних эпох к молодым, объясняющееся эволюцией процессов выветривания и, возможно, состава морских вод.

Библиогр. 27 назв.

УДК (553.64+550.43) : 551.8:551.7

Карпова М.И., Михайлов А.С. Уран как индикатор эволюции обстановок и условий фосфатонакопления в природных бассейнах. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 68—80.

Изучены особенности пространственного распределения урана в фосфоритах различной формационной и генетической принадлежности и различного возраста — с кембрия и до палеогена включительно. С этой целью использован метод *f*-радиографии. Выявлены характерные минералы — носители урана в фосфоритах, рассмотрены типы процессов, определяющих совместную и раздельную миграцию фосфора и урана в природных бассейнах, прослежены процессы миграции и концентрации урана на разных стадиях фосфатогенеза. Показано, что уран при этом выступает как индикатор эволюции обстановок и условий фосфатонакопления.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК (552.5:54) : 551.72:551.585

Ивановская А.В., Петров В.Г., Соколова М.Ф. Эволюция состава олигомиктовых кварцевых комплексов в позднем докембрии и их климатическая зональность. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 80—94.

Установлено, что наиболее благоприятные обстановки для образования отложений этого типа в истории Земли обусловлены устойчивым стоянием древних платформ, поставлявших обломочный материал, и стабильностью контуров обрамляющих их прогибов. Большая роль отводится процессам выветривания. Рассматриваются климатические условия образования комплексов.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 23 назв.

УДК 552.5:549.905.2 (474.2)

Вийдинг Х.А. Роль различных факторов кластогенеза в формировании и эволюции осадочных пород на древних платформах. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 94—103

На основе систематических анализов кластогенных минералов всего разреза осадочных пород южного склона Балтийского щита как эталонного района для древних платформ обсуждается проблема о роли различных динамических и статических факторов кластогенеза. Показано, что из семи универсальных и двух эпизодических факторов на древних платформах наибольшее значение имели климатические условия, реже — тектонические движения и проявляющаяся через последние петрография питающей провинции.

Ил. 2, библиогр. 11 назв.

УДК 549:551.3.051

Окнова Н.С. Эволюция ассоциаций терригенных минералов с развитием осадочного процесса. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 103—107.

Рассматривается эволюция ассоциаций терригенных минералов в пространстве и времени на примере осадочного чехла фанерозоя Восточно-Европейской платформы. Основными факторами пространственной эволюции являются состав пород в областях сноса и дифференциация минералов по устойчивости и гидравлической крупности. С течением геологического времени в минеральных ассоциациях фиксируются необратимые эволюционные изменения, обусловленные внутрислойным катагенетическим растворением и тектоническими процессами.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 551.448:551.8

Цыкин Р.А. **Обстановки осадконакопления карстовой фациальной области.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 107—113.

Выделены генетические типы отложений карстовой фациальной области. В континентальных условиях карстовый осадочный комплекс наиболее продуктивен в отношении полезных ископаемых, превосходя по их видовому разнообразию комплекс коры выветривания. Отложения древнего карста фиксируются в геоморфологической обстановке, исключающей сохранность разновозрастных осадочных образований иной природы.

Табл. 1, библиогр. 13 назв.

УДК 522.14:515.345

Данилов И.Д. **Криолитогенез и его эволюция в геологической истории Земли.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 113—120.

Криолитогенез, или полярный литогенез, рассматривается как специфический процесс осадочного породообразования в континентальных и морских условиях. Показаны его отличительные черты на разных стадиях (гипергенеза, переноса и накопления осадочного вещества, диагенеза), приводящие к формированию своеобразных литолого-фациальных типов отложений. Прослежена эволюция криогенного осадочного процесса в кайнозойский этап геологического развития Земли.

Ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 552.5+551.3.051

Македонов А.В. **О типизации и систематике осадочных пород и фаций.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 121—123.

Предложены уточненные определения главных литологических объектов — литотипов, литогенетических типов и фаций, разработана их девятиступенчатая таксономическая схема соответственно уровням организации вещества. Рассмотрены вопросы типологии, структур, диагностики и системного анализа литотипов и фаций.

УДК 551.557.11

Афанасьев С.Л. **Классификация типов литогенеза.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 124—127.

Выделены три группы типов литогенеза по источникам осадочного материала (экзогенная, эндогенная, космогенная) и три класса типов литогенеза по строению земной коры, на которой происходит их развитие (материковый, материково-океанский и океанский). В материково-океанском классе выделен периокеанский тип литогенеза, характерным представителем которого являются флишевые формации.

Табл. 1, библиогр. 8 назв.

УДК 551.8+551.3.051

Предтеченский Н.Н. **Литотипы и фации (принципы выделения и таксономия).** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 127—132.

Предложена новая схема классификации и таксономии литогенетических типов пород и фаций для изучения опорных стратиграфических разрезов и составления детальных стратиграфических схем.

Табл. 2, библиогр. 5 назв.

УДК 551.583.7: (551.76+551.781) : (571.5+571.1)

Гольберт А.В. **Литологические критерии климатов геологического прошлого и их использование в региональных палеоклиматических реконструкциях (на примере мезозоя и палеогена Сибири).** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 132—135.

Рассмотрены вопросы эволюции климата Сибири в мезозое и палеогене. Выделены литологические критерии палеоклимата.

Библиогр. 4 назв.

Мац В.Д., Голдырев Г.С., Ломоносова Т.К., Шурыгин Б.П. **Континентальный литогенез на западной окраине Байкальской горной области в протерозой-кайнозойское время.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 135—141.

Рассмотрены литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические особенности литогенеза. Выделены генетические типы континентальных отложений, реконструированы обстановки осадконакопления.

Библиогр. 14 назв.

УДК 552.55

Семенов П.В., Семенов В.П. **Кремнистые породы невулканогенных областей и принципы их типизации.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 141—144.

На основании ряда признаков выделены две группы кремнистых пород: субкальцино-органическая и субазально-хемогенная. Рассматриваются основные факторы, контролирующие необломочное кремненосное осадочное формирование невулканогенных платформенных областей.

Библиогр. 7 назв.

УДК 552.12 (265.2)

Курносое В.Б., Холодкевич И.В., Кокорина Л.П., Котов Н.В. **Гидротермальное влияние магматического фундамента на формирование осадков в океане.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 145—147.

Установлено при изучении вторичных минералов из базальтов впадины Науру и Коста-Риканского рифа, что интенсивность вторичных преобразований зависит от мощности лавовых потоков. Вынос вещества из потоков большой мощности происходит преимущественно на стадии их остывания, а тонких — на стадии разогрева. Зависимость преобразований базальтов при их остывании и последующем разогреве от мощности потоков может иметь принципиальное значение для фанерозойской истории осадконакопления, связанного с экзскалациями на океаническом дне.

Ил. 1, библиогр. 11 назв.

УДК 553.98.016.44:551.732.2 (571.56—15)

Чернова Л.С., Мандрикова Н.Т., Мазаева П.К. **Особенности эволюционного преобразования карбонатных пород — коллекторов нефти и газа (Западная Якутия).** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 148—150.

В статье охарактеризованы типы известняков и доломитов, структурно-морфологические изменения основных минералов карбонатных пород на разных стадиях литогенеза. Выявлены эволюционные преобразования различных типов карбонатных пород в зависимости от их состава, временного тектонического фактора.

Табл. 1.

УДК 551.263:553.98

Назаревич Б.П., Назаревич И.А. **Мезозойские формации Восточного и Центрального Предкавказья как отражение эволюции осадконакопления и становления Скифской плиты.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 150—162.

Показано, что мезозойские отложения представляют собой совокупность формационных тел, образующих латеральные и вертикальные ряды, служащие вещественным выражением эволюции осадконакопления и качественно различных этапов развития Скифской плиты. Во время спокойных этапов происходит формирование платформенного чехла на той или иной части платформы — таким этапам отвечают формационные ряды, образовавшиеся в результате крупных трансгрессивно-регрессивных седиментационных циклов и состоящие главным образом из морских формаций. Этапы активизации сопровождаются перестройкой структурного плана предшествующих этапов

и частичным разрушением ранее сформированного чехла; им отвечают формационные ряды, состоящие в существенной части из орогенных, в том числе и вулканогенных, моласс. В целом образование платформенного чехла охватывает почти весь мезозой, и только лишь на рубеже раннего и позднего мела эта молодая платформа впервые приобретает характер единой плитной структуры.

Ил. 1, библиогр. 12 назв.

УДК 550.42 (571.51)

Петров В.Г., Сараев С.В. **Петрохимическая эволюция осадконакопления верхнего докембрия западного обрамления Сибирской платформы.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 162—166.

Установлено возрастание химической зрелости метааргиллитов от нижнего к верхнему рифею.

Библиогр. 3 назв.

УДК 549:551.71/732.2 (571.5)

Гурова Т.И., Кондрина К.С., Чернова Л.С. **Эволюция терригенных минералов в рифей-венд-нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 166—168.

Определены направления транспортировки обломочного материала, прослежено распространение терригенно-минералогических комплексов.

Библиогр. 2 назв.

УДК 551.351.2+551.462: (571.1)

Ястребова Т.А. **Мобильность рельефа дна бассейнов осадконакопления.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 169—174.

На примере Западной Сибири показано, что различная морфология, мобильность и стабильность отдельных участков палеорельефа дна бассейна седиментации отражаются на распределении пород, обладающих различными коллекторскими свойствами. Полученные данные рекомендуются использовать на определенных этапах геологических работ.

Ил. 2, библиогр. 1 назв.

УДК 549.095.1:551.7:552.52 (474)

Пиррус Э.А. **Аутигенное минералообразование в глинистых толщах венда и кембрия Прибайтики (применительно к проблеме эволюции осадочного процесса).** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 174—177.

Подчеркивается значение изучения аутигенных минералов в древних терригенных толщах с целью освещения процессов эволюции осадкообразования. Материалы свидетельствуют о том, что условия диагенетического сидеритообразования по фанерозойской схеме угленосных формаций могли реализоваться уже в венде — в условиях вспышки водорослевой флоры. Процессы оглеения в красноцветных толщах протекали также по фанерозойской схеме; в субазальных условиях в венде наблюдается интенсивное окисление, осуществляемое иногда без заметного гидролиза силикатов. Выявлены некоторые особенности бурых оолитовых руд железа, сульфидов, фосфатов и глауконитов раннего кембрия, отмечается специфичность шамозитопоявлений для вендского осадконакопления гумидной зоны.

Библиогр. 8 назв.

УДК 552.54:551.733.1: (574.4)

Мурзалиев А.Г. **Особенности карбонатонакопления в ордовике Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.** — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 178—181.

Проведен сравнительный анализ обстановок карбонатонакопления в Чингизском и Тарбагатайском регионах. Дана оценка их перспективности на бокситы ордовикского возраста.

УДК 551.311.231 (478)

Додатко А.Д. Эволюция процессов выветривания в послепарпейских корях Русской платформы (на примере Украинского щита). — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 181—184.

На примере разновозрастных кор Украинского щита показана эволюция процессов выветривания в послепарпейских корях. По минералого-геохимическим особенностям выделяются три крупных этапа: раннепротерозойский, позднепротерозойский—раннепалеозойский и позднепалеозойский—кайнозойский.

Табл. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 551.71/72 (470.324)

И п а т о в М.М. Диагностика континентальных перерывов в районе Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 185—188.

Континентальные перерывы в докембрии КМА выделяются по сумме геологических признаков, среди которых наиболее достоверны коры выветривания и в сочетании с ними — высокоглиноземистые образования. К ним также следует отнести смену полимиктовых пород на олигомиктовые, появление в разрезе кислых эффузивов (кварцевые порфиры). Базальные конгломераты развиты в районе ограничено. Выделенные перерывы имеют разный характер. Ранний перерыв (предкурский) является структурным. Он отделяет ранний геосинклинальный этап от позднего протоплатформенного. Поздний перерыв (предоскольский) следует относить к межформационным.

Библиогр. 8 назв.

УДК 551.71/72 (571/5)

Г р а й з е р М.И. Диагностика континентальных эпох и перерывов в докембрии на примере протерозоя Сибирской платформы и ее обрамления. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 189—192.

Доказывается возможность выявления в метаморфических толщах докембрия крупных континентальных перерывов по ассоциации высокоглиноземистых и мономинеральных обломочно-кварцевых пород, являющихся продуктами перетолжения зрелых кор выветривания. Широкое территориальное распространение в определенном стратиграфическом интервале названной ассоциации пород, а также красноцветных образований свидетельствует о господстве континентальных условий выветривания и седиментации.

Библиогр. 8 назв.

УДК 551.35:552.514:551.733.1:(47+57)

Каменева М.Ю., Бородаевская З.В. Глауконит как показатель обстановок образования и преобразования ордовикских отложений Русской и Сибирской платформ. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 192—198.

Проведено сравнительное изучение минералов группы глауконита ордовикских отложений двух палеобассейнов: эвапоритового типа (Сибирская платформа) и нормально-морского (Прибалтика). Литолого-петрографическим и физико-химическим методами исследованы минералы группы глауконита и выявлены их индикаторные свойства. Изучены черты сходства и различия осадконакопления и минералообразования, распределения элементов в глауконите по мере удаления от берега в глубь моря.

Ил. 5, библиогр. 6 назв.

УДК 551.351.2:551.76/77

Горбач Л.П., Шехоткин В.В. Обстановки осадконакопления в платформенных морях в конце мезозоя—начале кайнозоя и принципы их типизации. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 199—202.

Рассмотрены основные факторы, определяющие обстановки осадконакопления в платформенных морях в конце мезозоя—начале кайнозоя: характер тектонических движений, физико-географические условия (климат, рельеф суши, гидродинамика и физико-химические особенности водных масс бассейнов), различия в составе органического мира. Показано, что на протяжении позднего мела и палеоцена роль этих факторов была различна. Наибо-

лее резкие изменения в глобальном масштабе произошли на рубеже маастрихтского и датского веков. Предполагается, что они были связаны в основном с активизацией тектонической деятельности и изменением климата.

Библиогр. 12 назв.

УДК 552.11:551.25

Махнач А.А. Галогенные минералы негалогенных фаций — глобальное явление в подсолевых формациях. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 203—205.

Показано повсеместное распространение галогенных катагенетических минералов в негалогенных породах, залегающих под сульфатными и хлоридными формациями разного возраста. Образование этих минералов происходит в породах любого литологического состава, не зависит от фациальной природы подсолевых отложений и связано с воздействием на последние высококонцентрированных рассолов, мигрирующих из соленосных формаций.

Библиогр. 10 назв.

УДК 551.312.46

Кропачева С.К. Фации древней сабкхи и принципы их выделения. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 205—209.

В настоящее время большинство исследователей оперируют при диагностировании фаций палеосабкхи данными по аналогичным современным образованиям. В статье приводятся особенности этих отложений в древних галогенных формациях, отличающие их от современных (мощность, взаимоотношения с синхронными фациальными комплексами, геохимическая обстановка формирования). Делается вывод, что при установлении фаций палеосабкхи следует учитывать эволюцию галогенеза в ходе геологической истории.

Библиогр. 16 назв.

УДК 552.14:553.63

Копнин В.И. Основные особенности диагенетических процессов в галогенном литогенезе. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 209—213.

В статье рассматривается новая классификация диагенетических процессов в галогенном литогенезе, которые подразделяются на типы и классы. Подчеркивается избирательность диагенетических процессов, обусловленная неоднородной сложной текстурой калийных солей, а также необратимость и масштабность диагенетических преобразований. Наложение вторичных преобразований друг на друга приводит к образованию сложного структурно-текстурного облика калийных солей.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 17 назв.

УДК 55+541.8

Стащук М.Ф. Термодинамический подход к связи ангидритовых толщ с морской водой. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 214—216.

Анализируются данные об условиях перехода гипса в ангидрит, а также условия, необходимые для интенсивного испарения воды с поверхности бассейна. Изложенный материал, перенесенный на природные условия, свидетельствует о невозможности образования ангидрита в обычных условиях.

Библиогр. 9 назв.

УДК 552.512:551.82 (571.56)

Дерюгин Ю.Н. Палеогеографическая реконструкция условий образования кварцевых конгломератов района Тарагай-Хая (Алданский щит). — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 217—221.

На основании детальных исследований окатанности и сортированности галечного материала и кластогенных акцессорных минералов установлен прибрежно-морской генезис метаморфизованных нижнепротерозойских кварцевых конгломератов и предполагается их формирование за счет перемыва кор глубокого химического выветривания. Дается отрицательная оцен-

ка кварцито-конгломератовой толщи как палеороссыпи из-за отсутствия существенных источников устойчивых минералов в областях питания.

Ил. 3, библиогр. 4 назв.

УДК 552.5:551.763:551.448 (571.5)

Левин В.И., Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Шофман И.Л., Осина Т.И. Реконструкция условий накопления меловых отложений в карстовых депрессиях севера Сибирской платформы. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 221–224.

На основании детальных комплексных литологических исследований выделены три литофациальные зоны, отвечающие озерно-болотным и аллювиально-озерным литофациям нижнемеловых отложений, выполняющих карстовые депрессии. Эти зоны приурочены к трем тектоническим блокам, имеющим унаследованное развитие со среднего кембрия. Установлены два крупных седиментационных цикла заполнения карстовых депрессий. Полученные выводы дают возможность прогнозировать площади распространения литотипов карстовых депрессий, благоприятные для концентрации полезных компонентов.

Библиогр. 3 назв.

УДК 552.12:622.23.02:553.94:550.832 (477.62)

Гречухин В.В., Воевода Б.И., Савченко А.В. Принципы выделения осадков и типизация обстановок осадконакопления угленосных толщ Донбасса с помощью геофизических методов. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 224–228.

На основе петрофизических закономерностей угленосных отложений предложены новые способы расчленения разрезов угольных скважин на основные и промежуточные литологические разности с определением их вещественного, химического составов и петрофизических показателей. Разработана новая геолого-геофизическая методика изучения угленосных отложений, включающая типизацию угленосных пород по их геологическим и петрофизическим показателям. Методика обеспечивает значительное повышение детальности и достоверности изучения литологии угленосных месторождений и открывает возможность на более высоком уровне типизировать обстановки осадконакопления угленосных отложений и изучать их с помощью геофизических методов.

Ил. 2, библиогр. 3 назв.

УДК 551.311.23:551.76:(477)

Корниенко С.П. Особенности развития выветривания в мезозойско-кайнозойское время и его влияние на осадкообразование на платформенной части Украины. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 228–232.

В статье рассматриваются закономерности каолинового корообразования в мезозойско-кайнозойское время на территории Украинского щита, в частности установленная зависимость между концентрациями SiO_2 и окислов алюминия и железа. Приведена количественная оценка выноса основных минералообразующих элементов и отмечается наличие корреляции размеров выноса SiO_2 и Al_2O_3 на всех этапах выветривания. Прослежено, что развитие различных образований хемогенного выноса в разновозрастных отложениях на склонах щита во многом определяется поведением элементов непосредственно в ходе их перераспределения при выветривании горных пород.

Табл. 1, библиогр. 3 назв.

УДК 550.43:551.8:(551.734.5+551.735)

Урумбаев Б.У. Геохимические черты эволюции осадкообразования в позднем девоне и карбоне на территории Западного Прибалхашья. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 232–235.

На основе литолого-геохимических методов устанавливается фациальная принадлежность отложений палеозоя Западного Прибалхашья. Реконструируются обстановки осадконакопления.

Библиогр. 4 назв.

УДК 551.72:551.263.036:551.263.037 (571.56)

Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский вулканогенно-осадочный литогенез на Сибирской платформе. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 236–239.

Устанавливается генетическая связь платформенного позднего докембрийского осадконакопления с процессами вулканизма, протекавшими с высоким коэффициентом эксплозивности и имевшими высококалорийную специализацию.

Библиогр. 7 назв.

УДК 552.5:551.73/76 (571.56)

Булгакова М.Д. Основные черты эволюции палеозойско-триасового осадконакопления в Восточной Якутии. — В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 239–242.

Для Верхояно-Колымского геосинклинального палеобассейна рассматриваются развитие карбонатной, терригенной, кремнистой и вулканогенно-обломочной седиментации с ордовика до триаса, а также общие закономерности эволюции палеозойско-триасового осадконакопления.

Библиогр. 1 назв.

**ОБСТАНОВКИ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ**

*Утверждено к печати
Межведомственным
литологическим комитетом*

Редактор *И.С. Сидоров*
Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художник *Е.Н. Волков*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор осуществлен в издательстве на
наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27482

Подписано к печати 31.01.84. Т — 00242
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,0. Усл.кр.-отт 16,3.
Уч.-изд.л. 21,3. Тираж 900 экз.
Тип зак. 1065 Цена 3р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП 7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12