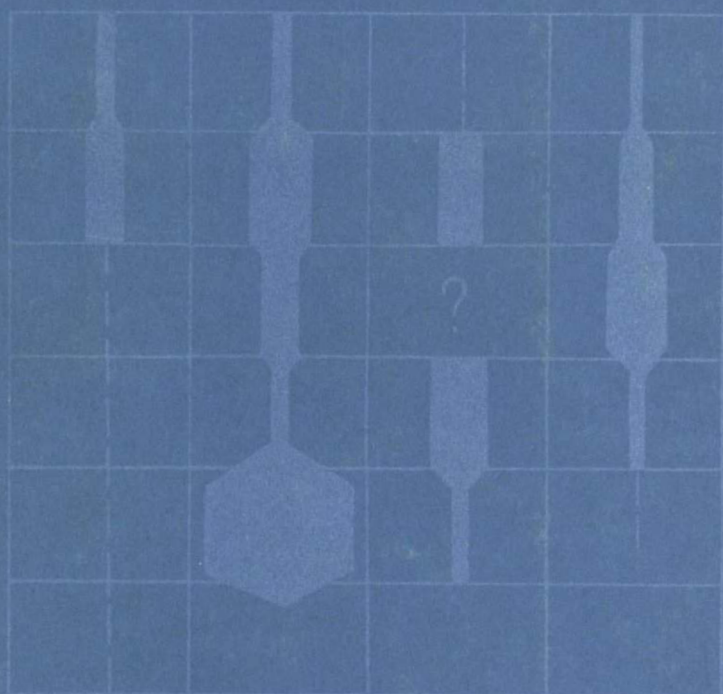


ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В.Н. ХОЛОДОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984

В книге рассматриваются общие проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе в геологической истории Земли от раннего докембрия до наших дней, а также периодичность и эволюция процессов образования главных типов осадочных полезных ископаемых. Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих осадочные отложения.

Рецензенты:

И.А. Лисицына, Э.А. Еганов

Редколлегия:

доктор геол.-минерал. наук *В.В. Вышемирский*,

кандидат геол.-минерал. наук *В.В. Еремьев*,

доктор геол.-минерал. наук *Ю.П. Казанский*,

доктор геол.-минерал. наук *И.В. Николаева*

Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли

Утверждено к печати Междуведственным палеологическим комитетом

Редактор *Л.В. Колосовская*. Редактор издательства *Л.В. Миркова*

Художник *Е.Д. Анискин*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технические редакторы *И.И. Джиоева, Г.И. Астахова*

Корректор *М.А. Марченко*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27538

Подписано к печати 18.07.84. Т—14617. Формат 60X90¹/₃₂. Бумага для глубокой печати. Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,6+0,3 вкл. Усл. кр.-отт. 14,9. Уч.-изд.л. 20,3. Тираж 900 экз. Тип. зак. 1620. Цена 3 р. 10 к.

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

Эволюция осадочного процесса в истории Земли неоднократно рассматривалась многими геологами-теоретиками. Этой проблеме были посвящены работы А.П. Павлова, А.П. Карпинского, В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Н.М. Страхова, Л.А. Зенкевича, А.В. Сидоренко, А.Б. Ронова, А.Л. Яншина, Б.С. Соколова, Г. Юри, Р.А. Дзлы, В.В. Руби, В.М. Гольдшмидта, П. Клауди, Р.В. Файрбриджа и многих других. Несмотря на обилие работ в этой области, многие стороны проблемы эволюции процессов седиментации до сих пор остаются слабо обоснованными, а иногда даже просто загадочными. Причины, определяющих гипотетичность представлений о трансформации осадочного процесса во времени, много. Прежде всего следует подчеркнуть сложность и многофакторность самого осадочного процесса, который развивается в пределах внешних зон нашей планеты; в его реализации принимают участие как эндогенные, так и экзогенные силы, причем эволюция осадочного породо- и рудообразования обычно происходит под действием направленного развития биосферы и ноосферы, гидросферы, атмосферы. Большую роль в этих направленных изменениях играет геохимическая эволюция того субстрата, который является источником осадочного материала на континентальном блоке; в литологии такие области мобилизации вещества принято называть питающими провинциями.

Другая причина, затрудняющая реконструкцию процессов осадкообразования во времени, — неполнота геологической летописи. Действительно, если современные осадки и современные питающие провинции практически доступны исследованию в пределах всей поверхности планеты, то палеозойская история океанов, занимающих, как известно, 2/3 поверхности Земли, до сих пор остается предположительной; здесь палеозойские отложения пока неизвестны. Более того, обнажения палеозойских толщ на континентальном блоке занимают только 12% его площади; эти изолированные пятна увязываются между собой на основе сетки скважин или путем весьма приближенных палеогеографических допущений. Если к сказанному прибавить, что выходы докембрийских толщ на континентах также представляют собой пространственно ограниченные пятна в пределах древних щитов и в ядрах орогенов и совершенно неизвестны на огромных площадях Мирового океана, то станет очевидной скудность того фактического материала, которым располагают литологи при расшифровке эволюции осадочного процесса Земли.

Третья причина, нередко мешающая разобраться в истории седиментации, — вторичные преобразования осадочных пород и руд (диагенез, катагенез и метаморфизм различных ступеней); они иногда весьма существенно меняют химико-минералогический состав, текстуру и даже мощность первородного осадка, что довольно сильно затрудняет возможность реконструкции первичных условий его образования. Влияние всех этих вторичных процессов становится довольно явным уже для палеозойских отложений, но своего апогея оно достигает в архейских толщах, само отнесение которых к осадкам в ряде случаев становится проблематичным.

Стратисфера, или слоистая осадочная оболочка Земли, занимает около 90% ее поверхности. С осадочными породами пространственно связаны са-

мые разнообразные полезные ископаемые. Одни из них, такие, например, как железные руды, бокситы, фосфориты, марганцевые руды или россыпи, представляют собой естественные продукты седиментации, образовавшиеся в результате выветривания исходных магматических, метаморфических и осадочных пород или в результате эффузивной деятельности и непосредственного перераспределения материала в озерах, морях и океанах. Другие (например, многие стратиформные редкометалльные или свинцово-цинковые месторождения, а также нефтяные залежи) являются в основном результатом миграции подземных вод и углеводородов, их инфильтрации или элизии в слоистой оболочке. Если первые в общих чертах формировались на ранних стадиях осадочного процесса (выветривание, перенос, седиментация, отчасти диагенез), то вторые могут рассматриваться как образования, имеющие более сложную историю, иногда чуждые процессам осадкообразования, сформированные на более поздних стадиях литогенеза (диагенез, катагенез, метаморфизм).

Не вызывает сомнения, что полезные ископаемые первой группы могут служить прямыми индикаторами эволюции осадочного процесса, тогда как связь между условиями седиментации и рудообразования в рудных скоплениях второй группы более сложная и подчас не истолковываемая однозначно.

При решении проблемы эволюции осадочного процесса полезным ископаемым принадлежит особое место. Это и естественно, так как большинство рудных скоплений внешне и по составу резко отличаются от вмещающих их толщ, т.е. принадлежат к "экзотическим" образованиям. С другой стороны, многие из осадочных руд довольно определенно отражают фашиально-палеогеографические условия их образования, являясь чуткими индикаторами климата, положения в идеальном фашиальном профиле, глубины палеоводоема, интенсивности поступления рудного вещества и разбавляющих компонентов, размывов, волнений, взмучивания и многих других факторов седиментации. Характерно, что именно осадочные полезные ископаемые стали первыми объектами, на которых был установлен необратимый процесс накопления осадков в геологической истории Земли. В конце 40-х годов Н.М. Страхов бесспорно доказал, что существует возрастной ряд железных руд: от джеспилитов до оолитовых бурых железняков, состав, фашиальная позиция и структурно-тектоническое положение которых менялось во времени. Дальнейшие исследования состава и условий образования этих пород позволили обнаружить не только различия в составе и структуре руд, но и доказать изменения физико-химических обстановок их формирования.

В сборнике, предлагаемом вниманию читателей, представлены статьи, характеризующие направленные изменения особенностей формирования фосфоритов и черных сланцев, бокситов, железных и марганцевых руд, россыпей редких металлов и эвапоритов, а также стратиформных месторождений меди, свинца, цинка, нефти и каустобиолитов в различных структурно-тектонических условиях и на разных этапах развития Земли. Эти работы были доложены на XII Всесоюзном литологическом совещании, которое состоялось 11—13 ноября 1981 г. в Новосибирске.

Можно надеяться, что публикуемые материалы позволят существенно укрепить фактический фундамент литологии и учения об осадочных полезных ископаемых, внесут новые мотивы в существующие схемы осадочного рудогенеза и помогут в решении важных проблем эволюции осадочного процесса в геологической истории нашей планеты.

В.Н. Холодов

ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПОХ РУДОГЕНЕЗА В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

ОСАДОЧНЫЕ РУДНЫЕ ЭПОХИ И ПРОВИНЦИИ

Представления о рудных эпохах и рудных провинциях отражают прерывистость процессов рудообразования во времени и пространстве. Они зародились в начале XX в. при первых попытках исследовать общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых; в работах В. Линдгрена [Lindgren, 1909] и Делоне [De Launay, 1913] было показано, что рудные скопления разных генетических типов распределяются прерывисто, обычно концентрируясь либо на отдельных участках земной поверхности (провинции), либо в пределах определенных стратиграфических интервалов геологического разреза (эпохи).

Характерно, что на первых этапах развития металлогении рудные эпохи и провинции выделялись чисто эмпирическим путем. Позднее благодаря работам С.С. Смирнова [1937, 1947], Ю.А. Блибина [1947], С.А. Вахрамеева [1961], И.Г. Магакьяна [1969], В.И. Смирнова [1963, 1967], Г.А. Твалчрелидзе [1972] и многих других исследователей, представление о рудных поясах и провинциях слилось с учением о геосинклиналях, а эпохи рудообразования хорошо вписались в стадии развития этих тектонических структур первого порядка. Стало возможным различать металлогенические эпохи, соответствующие архейской, ранне-, средне- и верхнепротерозойской, рифейской, каледонской, герцинской и альпийской складчатости и соответственно выделять среди них собственно геосинклинальную, ранне- и позднеорогенную стадии.

Необходимо подчеркнуть, что такой синтез геотектоники и металлогении особенно хорошо отражает закономерности размещения месторождений магматогенного ряда; значительно хуже увязываются с предложенной схемой осадочные и вулканогенно-осадочные рудные скопления, пространственная локализация которых в первую очередь определяется климатом и вулканизмом, а уж затем их геотектоническим положением.

Первые попытки выделить эпохи осадочного рудогенеза принадлежат Л.В. Пустовалову [1933, 1940]; позднее и гораздо более детально они были изучены П.И. Степановым [1937, 1947] и Н.М. Страховым [1940, 1947].

При исследовании разновозрастных угольных месторождений П.И. Степанов [1947] выделил и описал важнейшие эпохи угленакопления, охарактеризовал отдельные угольные месторождения, угленосные бассейны, узлы и пояса угленакопления, соответствующие по масштабу рудным провинциям, и подчеркнул, что массы растительного материала, послужившие исходным материалом для формирования углей, накапливались как в условиях геосинклиналей, так и на платформах, т.е. независимо от геотектонического режима.

В известной монографии Н.М. Страхова [1947] была сделана попытка вначале выделить среди всего многообразия генетически разнородных месторождений железа группу собственно гипергенных образований, а затем рассмотреть закономерности их размещения в пространстве и времени. В конечном счете такой подход позволил наметить в постальпийско-

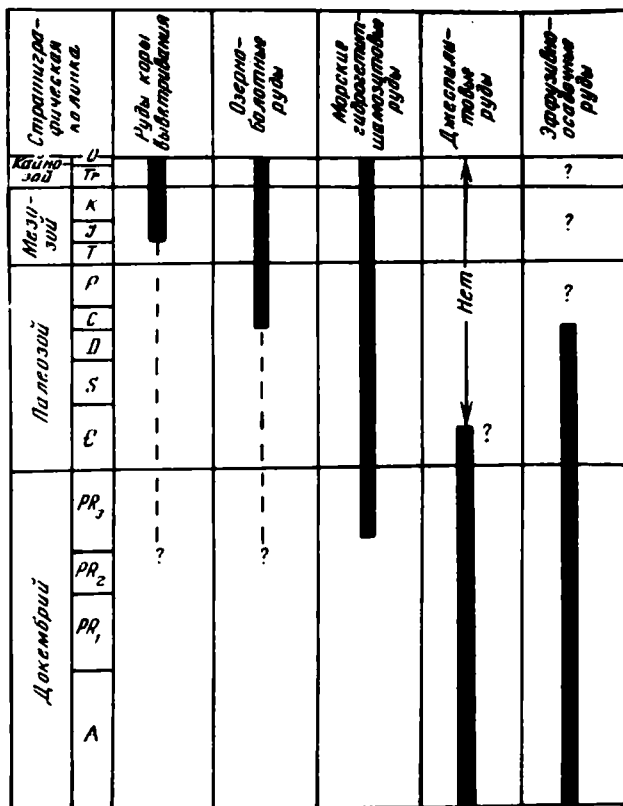


Рис. 1. Стратиграфическое размещение фациальных типов железных руд (по Н.М.Страхову (1947))

ской истории Земли шесть крупных и восемь-девять мелких железорудных эпох, чередующихся с периодами резкого ослабления рудообразования. Н.М. Страхов показал тесную генетическую связь между глобальными трансгрессиями на континентальном блоке и возникновением железорудных эпох. Кроме того, ему удалось наметить и описать ряд крупнейших железорудных провинций мира, показать их пространственную связь с месторождениями бокситов и марганца и установить их четкую приуроченность к гумидным климатическим зонам. Реконструируя эволюцию железорудного процесса во времени, Н.М. Страхов установил, что формирование месторождений железа, начавшееся в докембрийское время в геосинклиналях, постепенно перемещалось на платформы, причем железистые кварциты в палеозое закономерно сменялись оолитовыми железорудными скоплениями, а те уже в мезозойско-кайнозойское время, в свою очередь, трансформировались в озерно-болотные руды и руды коры выветривания; последние образовались уже не в морской обстановке, а на суше (рис. 1).

Все глобальные закономерности размещения железорудных месторождений имели большое теоретическое значение, поскольку характеризовали некоторые общие особенности рудного осадочного процесса и впоследствии могли быть использованы при исследованиях металлогении других металлов и даже нерудных осадочных скоплений.

Рудным осадочным провинциям и эпохам впоследствии была посвящена большая литература; отчасти она была обобщена в более поздних монографиях Н.М. Страхова [1960, 1963, 1968], где были проанализированы закономерности размещения россыпей, бокситов, железных и марганцевых руд, углей и горючих сланцев, фосфоритов, эвапоритов и некоторых месторождений редких металлов (бор, стронций и др.) в разрезе и на площади.

Кроме того, весьма полные сведения о железорудных и марганцеворудных эпохах фанерозоя и докембрия содержатся в работах А.Г. Бетехтина, В.П. Казаринова, Д.Г. Сапожникова, Б.М. Михайлова, Е.А. Соколовой, Г.А. Мачабели, И.М. Варенцова. Эпохам преимущественного развития месторождений бокситов были посвящены исследования Ю.А. Горецкого, Г.И. Бушинского, Н.А. Лисицыной, В.А. Тенякова, Б.М. Михайлова, фосфоритов — А.Л. Яншина, Б.М. Гиммельфарба, А.И. Смирнова, Н.А. Красильниковой, А.С. Соколова, Э.А. Еганова, Ю.Н. Занина, черных сланцев — М.Н. Альтгаузена, Св. А. Сидоренко, В.А. Тенякова, Н.А. Созинова, В.Н. Холодова, эвапоритов — М.Г. Валяшко, М.П. Фивега, А.А. Иванова, С.М. Корневского, М.А. Жаркова. Эпохи и осадочные провинции месторождений урана описаны М.М. Константиновым, Е.Я. Куликовой, В.С. Домаревым, Н.П. Лаверовым, Е.М. Шмариновичем, месторождений ванадия — В.Н. Холодовым, месторождений меди, свинца, цинка — Ф.И. Вольфсоном, А. Бэтманом, Л.Ф. Наркелюном, Ю.В. Богдановым, В.М. Поповым. У.А. Асаналиевым, залежей бора — И.М. Курманом, А.А. Озолем, стронция — В.В. Бурковым, Е.К. Подпориной, Н.С. Скибой.

Анализ известного нам фактического материала позволяет утверждать, что в настоящее время можно различать два типа осадочных рудных эпох в истории Земли. Первый тип характеризуется статистической приуроченностью различных рудных месторождений к определенным стратиграфическим интервалам, но отсутствием определенного регионального контроля. Иначе говоря, в рассматриваемом случае вследствие каких-то общих глобальных геологических процессов в разных осадочных бассейнах синхронно осуществлялись процессы концентрации тех или иных осадочных полезных ископаемых. Обычно осадочная рудная эпоха этого типа носит планетарный характер, охватывая множество отдельных металлогенетических провинций и проявляясь на всех или почти на всех континентах.

Второй тип осадочной рудной эпохи более локален; в этом случае рудогенез не выходит за пределы одного рудоконтролирующего осадочного бассейна, хотя в его пределах могут объединяться различные металлогенетические провинции.

Массовое и почти одновременное формирование осадочных руд и руд более сложного генезиса теснейшим образом оказывается связанным с определенным этапом развития палеоводоема, причем все прочие смежные бассейны седиментации оруденения данного типа обычно не содержат.

Поскольку формирование осадочных и осадочно-гидротермальных месторождений представляет собой итог суммарного действия многих, иногда разномасштабных факторов, то не вызывает сомнения, что более детальное изучение рудных эпох обоих типов существенно дополняет генетические представления об осадочном рудогенезе и в связи с этим является чрезвычайно важной задачей теоретической литологии.

В данной статье сделана попытка рассмотреть важнейшие особенности двух эпох осадочного рудообразования: вендско-кембрийской планетарной эпохи и палеогеновой эпохи, проявившейся в пределах бассейнов третичного Паратетиса.

Планетарная вендско-кембрийская эпоха осадочного рудообразования

Вендско-кембрийское время охватывает довольно большой интервал стратиграфической шкалы — от 650 до 510 млн. лет; естественно, что попытка нарисовать общую палеометаллогеническую картину за отрезок времени, равный почти 90 млн. лет, весьма условна. Следует отметить, однако, что в вендско-кембрийское время в самых различных морских палеобассейнах мира была распространена типичная ассоциация руд и пород. Здесь очень часто формировались пластовые и желваковые фосфориты, черные ванадиеносные сланцы и фтаниты с концентрациями V, Cr, Co, Ni, Mo и других редких металлов, месторождения железных и марганцевых руд, доломиты и известняки, тиллиты и тиллитоподобные породы, аркозово-граувакковые песчаники и кварциты.

Центром осадочного рудогенеза в венде и кембрии бесспорно была Евразия; меньшее значение описанная ассоциация пород и руд имела в Австралии и Африке. Наконец, в пределах Северной и Южной Америки формирование осадочных рудных скоплений постепенно затухало, хотя отдельные составляющие той же ассоциации здесь фиксируются довольно определенно.

Металлогения венда и кембрия Евразии была детально исследована автором статьи в ряде предшествующих работ [Холодов, 1970 а,б, 1973, 1975а,б, 1981]. Основой для анализа закономерностей распределения генетически различных рудных скоплений этого региона может служить рис. 2 (см. вкл.). Он составлен на основе материалов В.М. Сеницына [1962], Г.И. Бушинского [1966], Б.М. Келлера, В.Г. Королева, М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова [1968], А.А. Иванова, Ю.Ф. Левицкого [1960], С.Г. Анкиновича [1961], И. Стоклина [Stocklin, 1968] и данных автора. Следует иметь в виду, что приведенная схема имеет один недостаток: на ней не учтено относительное перемещение кембрийских континентов, которое по представлениям глобальной тектоники существенно меняло как облик самого Евразийского материка, так и конфигурацию отдельных осадочных бассейнов, разделяющих участки суши [Храмов, 1967; Зоненшайн, 1976; Bullard and oth. 1965; Creer, 1973].

Однако рис. 2 дает ясное представление об относительном современном положении осадочных месторождений и накоплений и позволяет точно нанести на схему значительное количество мелких рудопроявлений и рудных точек, что, несомненно, исключалось бы в случае реконструкций с учетом континентального дрейфа. На рис. 2 также показано, что в осадочных кембрийских толщах Евразии выделяются четыре крупные рудные провинции.

Первая рудная провинция располагается в пределах Западного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. В ней резко выделяется бассейн пластовых фосфоритов в Малом Кара-Тау, крупные скопления ванадиеносных сланцев Большого Кара-Тау, Джебаглы и Сарыджас и железорудные месторождения Джетымтау.

Каратауский фосфоритоносный бассейн связан с осадочными толщами среднего кембрия; здесь, к северо-западу от г. Джамбула, на площади 3000—3500 км² расположены пять крупных месторождений и около 40 рудопроявлений пластовых фосфоритов. Фосфоритоносная толща месторождений Чулак-Тау, Ак-сай, Кок-су, Кок-Джон и Джанытас колеблется от 50 до 120 м и складывается пластовыми пеллетовыми и оолитовыми фосфоритами, спонголитовыми кремнистыми породами, фтанитами и сланцами, а также железомарганцевыми доломитовыми строматолитами и доломит-

тами. Содержание P_2O_5 в рудах варьирует от 26 до 32%, промышленные запасы, по данным Б.М. Гиммельфарба [1946], превышают 1 млрд т. Палеогеографические запасы, согласно расчетам Г.И. Бушинского [1966], достигают величины $1,1 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5 .

Ванадиеносные фтаниты и сланцы Большого Кара-Тау, Джебаглинских гор и Сарыджаса принадлежат к более глубоководной фации того же палеоводоема; мощность рудоносных толщ здесь достигает 200–280 м, и они представлены тонким и ритмичным чередованием глинистых, карбонатных и углеродистых фтанитов, содержащих повышенные количества V, Cr, Pb, Ag, Mo, Re, Ba, Sr [Анкинович С.Г., Анкинович Е.А., 1968; Холодов, 1973].

Железные руды района Джетымтау пространственно тесно связаны с вендско-кембрийскими тиллитоподобными породами и представлены линзовидными залежами тонкослоистых магнетит-гематитовых слоев, чередующихся с прослоями песчаников и алевролитов с хлорито-гематит-магнетитовым цементом [Королев, 1960; Джолдошев, 1964]. В пределах этой провинции выделяется множество субсинхронных мелких рудопроявлений фосфоритов, ванадиеносных фтанитов и сланцев, а также железных и марганцевых руд; характерна также слабая дифференциация рудного материала, в результате которой фтаниты и железомарганцевые руды содержат повышенные количества P_2O_5 в виде конкреций и микростражений, а среди пластовых фосфоритов встречаются пласты и линзы ванадиеносных сланцев [Холодов, 1973].

Вторая рудная провинция находится в пределах Алтая, Саян и Монголии. В ней сосредоточены месторождения пластовых фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, многочисленные мелкие рудопроявления фосфоритов и ванадиеносных черных сланцев, а также крупные месторождения марганцевых руд.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн занимает площадь около 25 000 км²; он пространственно связан с областью развития верхнерифейско-кембрийских отложений, представленных карбонатно-терригенными породами. На территории бассейна известны семь крупных месторождений пластовых фосфоритов (Хубсугульское, Ухагольское, Улеин-Даба, Манхан-Ула, Бэрхиму-Ула, Цаган-Нур, Хогоргаин) и множество мелких рудопроявлений. Пластовые фосфориты приурочены к карбонатной хубсугульской серии кембрийского возраста; в разрезе преобладают афанитовые и мелкозернистые (пеллетовые) разности, содержащие 20–22% P_2O_5 . Промышленные запасы всего бассейна А.В. Ильин [1973] оценивает в величину $1 \cdot 10^{11}$ т, тогда как палеогеографические запасы по данным того же автора превышают $2-3 \cdot 10^{11}$ т фосфора. В тесной парагенетической связи с фосфоритами Хубсугула встречаются бокситоносные породы, железомарганцевые рудопроявления и редкие линзы черных ванадиеносных кремней.

Более мелкие рудопроявления фосфоритов известны в пределах Алтае-Саянского региона; они приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Месторождения Тамалык и Белая Уса залегают среди нижнекембрийских отложений, а месторождения Горной Шории и Сейбы (Белка, Мрасское, Канзасское и др.) связаны с вендско-рифейскими толщами.

Для районов Алтая и Саян очень характерны крупные месторождения марганцевых руд нижнекембрийского возраста: Усинское, Мазульское, Дурновское, Мало-Урюпинское, Янгельское, Ильинское и др. [Миртов, Тарасова, 1980]. В большинстве случаев — это родохрозитовые или хлорит-родохрозитовые скопления, содержащие линзовидные скопления фосфоритов, приуроченные к отложениям нижнего кембрия и тесно связанные

с ванадиеносными черными кремнистыми сланцами и вулканогенно-осадочными породами. Обращает на себя внимание сложная связь этих рудных скоплений с вулканитами. Последние по составу сильно варьируют от диабазов, диабазовых порфиритов, а также кварцевых кератофириров и альбитофириров до базальтоидов, яшм и различных туфогенных образований. Местами наблюдается пространственная разобщенность оруденения и продуктов вулканической деятельности. Одни исследователи [Бетехтин, 1946] считают эти скопления марганца типично осадочными, другие [Суллов, 1967; Соколова, 1968, 1982] — эффузивно-осадочными.

Третья рудная провинция Евразии захватывает районы Приморья; она характеризуется развитием железных руд типа джеспилитов, железомарганцевых кремнистых руд и пластовых фосфоритов. Марганцевые и железомарганцевые руды здесь также очень широко распространены; они встречены среди верхнепротерозойских и кембрийских отложений Буреинского (Южно-Хинганское, Биджанское, Теплоозерское, Поперечное месторождения), Ханкайского (Смольное, Долинское месторождения) массивов и Монголо-Охотской складчатой области (Джагды и месторождения Удско-Селемджинского междуречья). Для двух первых регионов характерна очень тесная пространственная и геохимическая связь тонкослоистых кремнисто-железистых и кремнисто-марганцевых скоплений. Главные минералы марганца — браунит и родохрозит, железа — гематит. Содержание марганца достигают 58%, железа — 16%. В составе рудоносных формаций следы эффузивной деятельности практически отсутствуют [Меркурьев и др., 1982]. В связи с этим некоторые исследователи рассматривают эти рудные образования как типично осадочные [Ициксон, Музылев, 1963].

Месторождения Монголо-Охотской складчатой области отличаются несколько другим сочетанием полезных ископаемых; здесь преобладают железорудно-марганцевые месторождения, парагенетически связанные с пластовыми фосфоритами и черными ванадиеносными сланцами, причем по сравнению с фосфоритами железомарганцевое оруденение определенно отступает на второй план. Местами фосфориты и железные руды ассоциируются с эффузивами спилит-диабазового ряда, яшмами и туфогенными образованиями. [Шахоркина, Погорелова, 1963; Кулиш, 1980]. Очень часто руды оказываются сильно метаморфизованы и изменены вторичными процессами.

Четвертая рудная провинция захватывает значительные площади Южного Китая и Северо-Западного Вьетнама. Здесь в кембрийских и синийских отложениях известны многочисленные мелкие рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных черных сланцев и фтанитов, а также марганца (см. рис. 2). На этом фоне резко выделяются крупный фосфоритоносный бассейн провинции Юннань, апатитоносный Лаокайский бассейн, марганцевые месторождения Сянь-Тань и Вафанзы, приуроченные к синийскому комплексу пород, и ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия районов Синань и Наньдзун [Бушинский, 1966].

Наиболее крупные фосфоритовые месторождения провинции локализируются в пределах впадины Синань; в ее восточной части вдоль всего поднятия Цзяннань в субмеридиональном направлении прослеживается синийско-кембрийский фосфоритовый пояс, охватывающий площадь около 230 тыс. км². В западной части впадины, вдоль поднятия Кэндэн и Тонкинского массива, располагается кембрийский фосфоритовый пояс, охватывающий площадь около 180 тыс. км².

Синийско-кембрийский восточный пояс представлен несколькими

крупными месторождениями пластовых и желваковых фосфоритов, тесно связанных с тиллитами, черными кремнистыми сланцами и доломитами и множеством мелких фосфатных рудопоявлений. В отличие от него западный кембрийский пояс складывается пластовыми фосфоритами, преимущественно ассоциирующимися с железными рудами, что особенно хорошо видно на примере фосфоритового месторождения района Куньян [Бушинский, 1966; Wang, 1942]. По данным Ванг Чунгву [Wang Chungwu, 1979], среди фосфоритоносных отложений всего пояса выделяются три литофации: 1) прибрежная фация желваковых кластических фосфоритов; 2) более глубоководная фация карбонатных пластовых фосфоритов; 3) самая глубоководная фация кремнистых фосфоритов. Содержание P_2O_5 в пластовых фосфоритах достигает 36–38% [Бушинский, 1966].

Непосредственное продолжение этого пояса к югу — апатитоносные толщи Вьетнама; они прослежены на участке длиной в 70 км и шириной 5–7 км. На этой площади установлено три месторождения (Мау Кок, Ланг Мо, Кам Дьонг) и много мелких рудопоявлений апатитов, приуроченных к свите Кок-сан предположительно кембрийского возраста. Рудоносным является интервал мощностью 6–12 м, сложенный доломит-апатитовыми рудами с примесью кварца, углистого и марганцовистого вещества; содержание P_2O_5 в породах колеблется от 26 до 34%. Предполагается, что апатитоносные толщи представляют метаморфический аналог фосфоритоносных отложений провинции Юннань [Калмыков и др., 1962].

Для фосфоритоносных отложений впадины Синань характерно полное отсутствие следов эффузивной деятельности. Промышленные запасы бассейна Юннань оцениваются в $42 \cdot 10^6$ т P_2O_5 [Notholt, 1979]. Палеогеографические запасы всей впадины, вычисленные на основе материалов Г.И. Бушинского, составляют $10–11 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5 .

Исследования последних лет существенно расширили представления о металлогенических особенностях вендско-кембрийской эпохи в Евразии. Так, например, сравнительно недавно в северо-западных районах Пакистана были найдены пластовые фосфориты, приуроченные к пермо-триасовым отложениям; более поздние находки хиолитов, а также палеопочв в кровле фосфоритосодержащих отложений позволили отнести их к нижнему кембрию [Fuchs, Mostler, 1972; Ghaznavi et al., 1983]. Между тем в этих районах отчетливо вырисовывается целый фосфоритоносный бассейн, в котором желваковые и пластовые фосфориты формации Хээйр, преимущественно связанные с железными рудами формации Гелдейн, образуют несколько крупных залежей; суммарные промышленные запасы P_2O_5 бассейна могут достигать $17 \cdot 10^6$ т [Bhatti, 1979].

Не вызывает сомнения, что фосфоритоносные вендско-кембрийские отложения протягиваются и в Европу. Действительно, небольшие по масштабу желваковые фосфатопоявления уже давно были известны в кембрийских отложениях Южного и Северного Уэльса, п-ова Котантен во Франции, о-ва Борнхольм, в районах Кристианстад, Эребру и о-ва Готланд, вблизи от г. Люблина; возможно, кембрийский возраст имеют фосфориты Подолии.

Второй крупный фосфоритоносный и сходный с Евразией в металлогеническом отношении континент — Австралия. Здесь в среднекембрийских толщах в 1966–1968 гг. был открыт и разведан крупнейший фосфоритоносный бассейн Джорджина (штат Квинсленд). Фосфоритоносные отложения в этом регионе обнажаются на площади около 80 тыс. км²; в настоящее время здесь подсчитаны запасы шести крупных месторождений пластовых фосфоритов (Дачис, Эрдмоур, Вонаракс, Леди Энни и Леди Джен, Черрин Крик, Леди Крик) и шести более мелких, не считая многочисленных

рудопроявлений [Cook, Shergold, 1979]. Пластовые фосфориты ассоциируются с доломитами, черными кремнистыми сланцами и кремнями, линзами железных руд, эвапоритами и тиллитоподобными породами; по структурным особенностям преобладают пеллетовые и массивные фосфориты. Содержание фосфора колеблется от 18 до 31%, мощность продуктивных пластов достигает десятков метров. Фосфоритоносные отложения и их стратиграфические эквиваленты следов вулканической деятельности не содержат. Промышленные запасы P_2O_5 оцениваются в $2,5-3 \cdot 10^9$ т [Notholt, 1979]. Палеогеографические запасы бассейна не рассчитывались, но, судя по материалам П. Говарда и М. Хуга [Howard, Hough, 1983], они были вряд ли меньше $2-3 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5 .

В южной части Австралии, в районах хр. Флиндерс и на площади штата Виктория известны более мелкие рудопроявления пластовых фосфоритов; с ними теснейшим образом ассоциируются ванадиеносные черные сланцы и кремни.

Как выяснилось сравнительно недавно, вендско-кембрийская металлогеническая эпоха довольно четко проявилась и в пределах Африки. Здесь на границе между Верхней Вольтой, Нигером и Бенином недавно был открыт крупный фосфоритоносный бассейн, связанный с отложениями венда — с группой формаций Пендъяри (675—615 млн. лет). Фосфориты приурочены к формации Кодъяри и ее стратиграфическим эквивалентам. С пластовыми накоплениями фосфоритов в разрезе тесно связаны тиллиты, доломиты и известняки, содержащие барит, тонкослоистые кремни и железомарганцевые руды; встречаются прослои вулканогенных пород (туффиты, пеплы). Фосфоритоносный бассейн вытянут с юго-запада на северо-восток, занимая площадь в 3200 км^2 ; здесь установлено шесть крупных месторождений высококачественных пластовых фосфоритов, содержащих от 20 до 32% P_2O_5 . Промышленные запасы оцениваются в $1 \cdot 10^8$ т [Trompette et al., 1980]. Имеются основания считать, что сходные по возрасту месторождения фосфоритов развиты в Мавритании [Slansky, 1979] и Сенегале [Sougy, 1964]. В Гане и Того известны крупные железорудные проявления, связанные с тиллитами.

Менее отчетливо вендско-кембрийское фосфатонакопление реализовалось, по-видимому, в пределах Северной и Южной Америки, хотя не менее вероятно, что оно здесь просто плохо изучено.

На Южно-Американском континенте крупные месторождения пластовых фосфоритов разрабатываются в Бразилии. Здесь наиболее перспективна на фосфор серия Бамбуи, принадлежащая позднему докембрию—раннему кембрию; она оказалась фосфоритоносной в пределах штатов Минас Жераис, Гояс и Байя [Carthcart, 1979]. В ее нижней части залегают тиллитоподобные конгломераты. Фосфориты встречены в средней части серии Бамбуи в пределах формации Параопеба в основании толщи переслаивания желтых, красных и зеленых глин. Мощность продуктивной пачки достигает 80 м, а содержание P_2O_5 колеблется от 5 до 30%. Тонкие слои фосфоритов смяты в систему изоклинальных складок и слагаются мелкими и удлиненными фосфоритовыми пеллетами и обломками кварца. В настоящее время разрабатывается месторождение Патос де Минас, хотя залежи фосфоритов известны также у г. Поунт Кайда и в других районах. Промышленные запасы Патос де Минас оцениваются в 453 млн. т руды со средним содержанием P_2O_5 11—12%; по-видимому, они сильно занижены по сравнению с потенциальными возможностями этого региона [Carthcart, 1979; Notholt, 1979].

Северо-Американский континент по количеству залежей фосфоритов в вендских и кембрийских отложениях сильно уступает Южной Америке.

Здесь мелкие рудопроявления желваковых фосфоритов известны в кембрийских толщах Восточной Канады (о-в Ньюфаундленд, район Сент Джон); залежи фосфоритов описаны также в докембрийских отложениях провинции Гренвилл в Канаде и штате Монтана в Америке. Кроме того, рудопроявления пластовых фосфоритов известны в кембрийских отложениях штата Невада, где их фашиальное положение аналогично фосфоритам бассейна Джорджина [Palmer, 1979] и на склонах Аппалачей [Hamilton, 1961].

Приведенный материал позволяет утверждать, что в вендско-кембрийское время сходное по типу рудообразование охватило почти все континенты земного шара. При этом, однако, ареной наиболее интенсивного рудогенеза, бесспорно, была Евразия; здесь, в восточной части континента, располагаются три крупнейших фосфоритоносных бассейна, значительные месторождения железных и марганцевых руд, крупные, местами промышленные залежи металлоносных черных сланцев и фтанитов. Все эти руды тесно ассоциируются с доломитами, кремнистыми и тиллитоподобными породами.

Менее ярко вендско-кембрийское рудообразование проявилось в пределах Австралии и Африки, хотя сочетание месторождений и сопутствующих им пород здесь продолжает оставаться довольно стабильным. На площади обоих американских континентов рудогенез постепенно затухает; здесь кое-где еще встречаются месторождения фосфоритов, но железомарганцевое оруденение и черные металлоносные сланцы, по-видимому, отсутствуют.

Любопытно, что такое распределение рудных и металлоносных площадей может быть хорошо увязано с общей палеогеографией континентов. Действительно, как это показано в следующих работах [Ронов и др., 1974; Ронов, Ярошевский, 1976], на протяжении венда и кембрия большие части Евразии и Австралии были покрыты водами эпиконтинентальных морей; в периоды максимального погружения этих материков более 60% их площади были заняты морскими водами. Наоборот, обе Америки и Африка в это время были наиболее приподнятыми участками континентального блока, и морские обстановки здесь были резко редуцированы; очень редко суммарные площади морских палеоводоемов достигали 1/3 поверхности континента. Естественно, что именно в тех регионах, где господствовали обстановки морских палеоводоемов, т. е. в пределах Евразии и Австралии, усиленно формировался весь комплекс полезных ископаемых, характерный для рассматриваемой эпохи рудогенеза.

Изучение литолого-фашиальных особенностей строения рудоносных отложений отдельных регионов Евразии в сочетании с историей их геологического развития привело к важному выводу о том, что формирование пластовых фосфоритов, железомарганцевых руд и черных металлоносных сланцев осуществлялось не в едином палеоводоеме океанического типа, а в системе проливнообразных эпиконтинентальных морских бассейнов, частично изолированных друг от друга участками суши [Кассин, 1941; Страхов, 1948; Боровиков, 1955; Гзовский, 1959; Анкинович, 1961; Холодов, 1973; Ронов и др., 1974, 1981]. О существовании многочисленных островов и микроконтинентов, разделявших вендско-кембрийские палеоводоемы, свидетельствует заметное уменьшение мощностей рудовмещающих толщ, погружение терригенного материала, массовое появление мелководных текстур (косой слоистости, знаков ряби), органических построек типа ривовых массивов, увеличение количества размывов и изменение состава галек по направлению к областям устойчивых (во времени) поднятий.

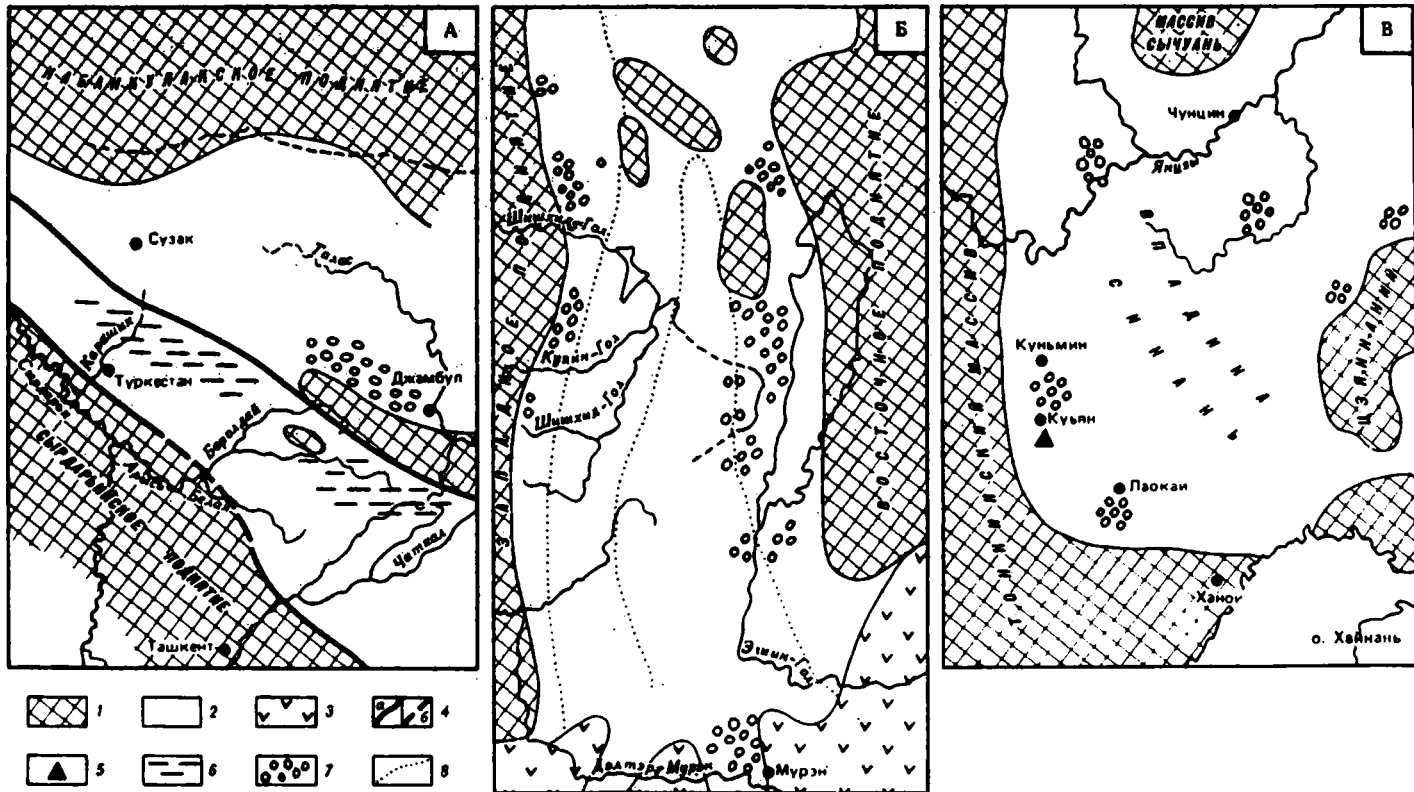


Рис. 3. Палеогеографические схемы строения рудоносных регионов Евразии в вандско-кембрийское время

А — район Малого и Большого Каратау (по В.Н. Холодову [1973]); Б — район фосфоритоносного бассейна Хубсугул (по А.В. Ильину [1973]); В — район фосфоритоносного бассейна Синань

(по Г.И. Бушинскому [1966]); 1 — участки суши; 2 — море; 3 — эффузивы; 4 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 5 — железорудные месторождения; 6 — ванадиеносные сланцы; 7 — пластовые фосфориты; 8 — границы фациальных зон

На рис. 3 показаны палеогеографические реконструкции вендско-кембрийских палеоводоемов, в которых шло массовое накопление пластовых фосфоритов; очевидно, эти морские палеобассейны весьма напоминали троговые прогибы; они со всех сторон были окружены участками суши.

Приведенные данные чрезвычайно усложняют проблему генезиса рудных скоплений, сформированных в вендско-кембрийское время, особенно если учесть то обстоятельство, что все они образуют между собой устойчивые парагенетические сочетания и формировались почти одновременно на огромных площадях всего континентального блока планеты.

Главным механизмом, определившим накопление пластовых фосфоритов, многие исследователи вслед за А.В. Казаковым [1937, 1939], Г.Н. Батуриным [1978], А.В. Ильиным и Р.И. Волковым [1980] стали считать принос океанического фосфора на шельфы апвеллингами, его биохимическое накопление в илах и последующую диагенетическую концентрацию этого компонента в виде линз и желваков. Однако попытка применить эту интересную идею к объяснению реальной металлогенической обстановки в венде и кембрии встречается с рядом трудностей.

Прежде всего, для накопления пластовых фосфоритов рассмотренным выше способом необходимо допустить одновременное существование множества апвеллингов, действующих к тому же не в системе глубоководная часть океана — шельф, а проникающих из океана в трогообразные и полуизолированные эпиконтинентальные моря. При этом в последующий ордовикский этап развития планеты все эти подводные течения должны были прекратиться свое существование, поскольку именно в это время количество фосфоритовых залежей в зоне осадконакопления существенно уменьшилось. Следует также подчеркнуть, что океаническим привнесом трудно объяснить сочетание таких элементов, как P, V, Fe, Mn, Co, Ni и Mo; в морской воде они обладают различной миграционной способностью, о чем прежде всего свидетельствуют их разные содержания в современных океанах. Действительно, по Э.Д. Гольдбергу [1963], в океанической воде содержится (в мг/л): P — 0,07, Fe — 0,01, V — 0,002, Mn — 0,002, Ni — 0,002, причем все они явно ее недосыщают. Однако изучение условий формирования металлоносных черных сланцев показало, что ванадий, кобальт и никель поступают в глинистые осадки не с планктонным органическим веществом, а в виде твердой взвеси [Холодов, Недумов, 1981].

Совершенно не подтверждают океаническое происхождение фосфоритов геохимические расчеты. В самом деле, в современных океанах и морях суммарное количество фосфора равно величине $7,1 \cdot 10^{10}$ т [Ронов, Корзина, 1960] или $9,8 \cdot 10^{10}$ т [Horn, Adams, 1966]. Между тем, согласно приведенным выше данным, только в трех вендско-кембрийских фосфоритовых бассейнах Евразии было заключено $14,1 \cdot 10^{11}$ т, т. е. почти в 20 раз больше. Очевидно, что резерва фосфатов, заключенных в мировом океане, не хватило бы для массового формирования залежей фосфоритов вендско-кембрийской эпохи рудогенеза.

В литологической литературе неоднократно высказывались представления о возможном вулканогенно-осадочном происхождении фосфоритов, руд железа и марганца и даже скоплений малых и редких металлов в черных сланцах [Шатский, 1955; Шабалин, Саганджов, 1960; Бродская, Ильинская, 1968; Еганов, 1968; Зеленев, 1969; Хераскова, 1971]. Однако эта гипотеза, на наш взгляд, также бессильна объяснить повсеместное появление разнотипных руд в отложениях венда и кембрия. Действительно, области максимальной вулканической деятельности в это время располагались на ограниченных площадях Евразии, главным образом в Восточ-

Схема геохронологии по А.И. Тугаринову, Г.В. Войткевичу [1970] и М.А. Семихатову [1974]	Возраст, млн. лет	Тектоно-магматические циклы	Важнейшие породообразующие процессы			Масштаб и направленность тектонических процессов	Этапы развития питающих провинций в истории Земли	
			Основная эффузивная деятельность	Интрузии				Осадочное преобразование
				Основные	Кислые			
Фанерозой	10 210 395	Альпийский Герцинский Каледонский				Планетарное формирование чехла древних платформ.		В составе питающих провинций постепенно ведущую роль начинают играть осадочные породы
	650 : 50	Катангский				Локальное развитие геосинклиналей и разрастание древних платформ за счет орогенов, формирование чехла молодых платформ		Наряду с основными магматическими и осадочными породами в составе питающих провинций большую роль начинают играть основные магматические породы типа габбро-анортозит.
Верхний докембрий, средний и верхний протерозой или рифей	1000 : 100 1400 *	Гренвилльский Медвежьеозерный				Планетарное формирование фундамента платформ		В составе питающих провинций преобладают кислые магматические породы типа чарнокитов
	1900 * 100	Беломорский				Планетарное формирование древних ядер шитов		В составе питающих провинций преобладают основные эффузивы и эффузивно-осадочные породы
Средний докембрий, нижний протерозой, или эфебий	2600 ± 100	Родезийский				Океаническая стадия развития Земли		
	3000 ± 100	Кольский						
Нижний докембрий, или архей	3500 : 100	Белозерский						
	4500 * 150							

Рис. 4. Этапы развития питающих провинций континентального блока Земли (по В.Н. Холодову [1975])

ном Казахстане, в Алтае-Саянском регионе, на Енисейском кряже и в Приморье. При этом с железомарганцевыми рудами или фосфоритами пространственно ассоциируются самые различные по составу эффузивы. Так, например, марганцевые рудопроявления здесь оказываются связанными с андезитами и даже липаритами; создается впечатление, что петрохимия эффузивных пород не оказывала заметного влияния на специализацию рудных растворов, поступающих в морские палеоводоемы одновременно и в тесной связи с бурной вулканической деятельностью. Характерно также, что наиболее крупные фосфоритоносные бассейны, а нередко железомарганцевые руды и металлоносные фтаниты Евразии формировались вне всякой пространственной связи с продуктами эффузивной деятельности; более того, в этом регионе четко вырисовывается явное несоответствие между интенсивностью рудообразования и размахом эффузивной деятельности в пространстве и времени. Наконец, если принять доказанным палеогеографическую разобщенность водоемов, становится чрезвычайно трудным распространить влияние подводного вулканизма на огромные площади древних континентов.

Наиболее вероятная причина вспышки процессов осадочного рудообразования на рубеже докембрия и фанерозоя — тектоно-магматические события протерозоя, определившие формирование габбро-анортозитовых поясов Земли [Холодов, 1973, 1975а, б, 1981] и глобальное усиление осадочной поставки рудных компонентов в вендско-кембрийские палеоморя, отразившее изменения в области питающих провинций.

Современные представления об этапах развития питающих провинций континентального блока Земли изображены на рис. 4.

Очевидно, в течение верхнего протерозоя (от 2000 до 570 млн. лет) в глубинах стратисферы осуществлялись интенсивные процессы магматического рудообразования, связанные с возникновением интрузий габбро-анортозитов. Их массивы в настоящее время известны в пределах периферии Сибирской платформы (Лысанский, Кизирский, Манкресовский, Арсентьевский, Чиней, Калар, Джугджур), на Урале (Кусинский, Копанский, Кочканарский, Гусевогорский, Тагильский), в Казахстане, на Африканской (Бушвельд) и Индийской платформах; широким распространением пользуются они в Канаде (Лабрадор, Сагуней Ривер, Иври, Сент-Урбен, Морин и др.), в Южной Америке и в Австралии.

Формирование основных интрузий, отличавшихся огромными размерами, носило планетарный размах. Так, например, площадь, занятая Канадским габбро-анортозитовым поясом, превышает 250 тыс. км², а Бушвельдский стратиформный массив занимает площадь в 150 тыс. км². Следует подчеркнуть, что габбро-анортозитовые интрузии были носителями многих элементов ряда протокристаллизации. Известно, что в них заметно повышены средние содержания (в кг/т) железа (85–98), марганца (1,3–2,2), фосфора (1,2–1,4), ванадия (0,14–0,2), магния (45–141) и других элементов [Виноградов, 1962]. Кроме того, с ними обычно связаны крупные, подчас промышленные месторождения титаномагнетитовых, железных, ванадиевых, апатитовых, никель-кобальтовых и платиновых руд [Холодов, 1973, 1975а, б, 1981].

В конце верхнего протерозоя эти пояса основных интрузий на многих участках континентального блока были вскрыты эрозионными процессами и выведены на дневную поверхность; в это время они интенсивно выветривались, разрушались и поставляли в смежные области седиментации огромные массы рудных компонентов.

В том, что многие довендские поднятия были носителями характерного набора рудных компонентов, можно убедиться при анализе рис. 2. Здесь

на графике сделана попытка оценить металлогенические особенности докембрийских толщ Евразии, обнаженных в настоящее время в пределах Индийского, Украинского и Фенно-Скандинавского кристаллических щитов, а также Урала. Хорошо видно, что металлогения докембрийской суши была довольно сходной в самых различных тектонических структурах Евразии; кроме того, для докембрия характерны месторождения элементов ряда протокристаллизации, т. е. Fe, Ti, V, P, Co, Ni, Mg и Mn. Именно эти рудные компоненты в разных комбинациях накапливались в вендско-кембрийских морях, образуя ассоциации рудных скоплений, типичные для рассмотренной нами планетарной эпохи.

Палеогеновая марганцеворудная эпоха в бассейнах Восточного Паратетиса

С палеогеновыми отложениями связаны многочисленные месторождения марганца на Украине (Южно-Украинский бассейн), в Закавказье (Чиатуры, Шкмери, месторождения Квирильской впадины и др.), на Северном Кавказе (Лабинское), на п-ове Мангышлак, в Болгарии (Варна и др.). Их геологическое строение и закономерности размещения были детально описаны в работах А.Г. Бетехтина [1946], Д.Г. Сапожникова [1967], Н.М. Страхова [1967, 1968], И.М. Варенцова [1964], В.И. Грязнова [1967], Л.Е. Штеренберга и др. [1967], Г.С. Дзоценидзе [1980] и многих других исследователей.

Стратиграфическое положение марганцевых месторождений и рудопроявлений в различных частях марганцеворудной провинции несколько варьирует. Основная масса руд Мангышлакского, Чиатурского и Южно-Украинских месторождений локализуется в отложениях олигоцена; рудные скопления Лабинского месторождения приурочены к нижнеолигоценным отложениям. Наряду со скоплениями марганца, имеющими промышленное значение, на различных стратиграфических уровнях региона встречаются менее резко выраженные эмбриональные рудопроявления. Так, например, в районе Чиатур были описаны слабые марганцевые рудопроявления в верхнемеловых и эоценовых толщах, а также в верхней части майкопских отложений [Авальяни и др., 1966]. По данным работы [Страхова и др. 1968], в районе р. Лабы (Северный Кавказ) марганцепроявления фиксируются в разрезе хадума, а также на границе верхнего и среднего майкопа. В районе р. Сулак (Северный Кавказ) рудопроявления марганца установлены в битуминозных мергелях фораминиферовой свиты, в верхней части зурмакентского горизонта майкопа, а также в глинистых толщах нижнего сармата. Известны также повышенные содержания марганца в караганских глинах по долинам рек Ярык-су, Элистанжи и Фортанга и в чокракских глинистых толщах рек Элистанжи и Ярык-су (Северный Кавказ) [Холодов, Недумов, 1981].

Становится очевидным, что олигоценное рудообразование было сравнительно кратковременной вспышкой на фоне весьма растянутого во времени эмбрионального рудного процесса, охватившего весь палеоген и нижнюю часть неогена.

На территории Евразии границы региона, охваченного процессами марганцевого рудогенеза, также не отличаются четкостью. Не вызывает сомнения, что большая часть рудных скоплений сосредоточена в пределах Восточного Паратетиса — крупного остаточного палеоводоёма, располагавшегося вдоль южного склона Русской платформы и простиравшегося от Тургая через современное Каспийское море и Кавказ к западной окраине Черного моря. Однако отдельные проявления железомарганцевых руд

в олигоцене Чехословакии, в среднем олигоцене Турции (Тракил) в миоцене Испании и находки палеогеновых марганцевых руд в Италии позволяют ставить вопрос о возможной марганценосности Западного Паратетиса, располагавшегося на площади современного Средиземного моря и Южной Европы.

Характерная особенность олигоценовых марганцевых руд юга СССР — резкое преобладание в них марганца над железом [Страхов и др., 1968]. Это отнюдь не означает, что в пределах всего олигоценового бассейна железорудные скопления совершенно отсутствовали. Как показал Г.А. Мачабели [1981], в рудосодержащих отложениях Чиатурского и Квирильского месторождений иногда встречаются маломощные пропластки и линзы сравнительно чистых окисных железных руд. В пределах северного обрамления Лабинского месторождения установлен переход марганцевых карбонатных руд в железомарганцевые, а затем в сидеритовые [Калиненко и др., 1967]. Кроме того, хорошо известно, что в глинистых отложениях майкопа всего Предкавказья широко развиты сидеритовые рудопроявления, обычно тяготеющие к затишным фациям палеоводоёма; содержание сидеритовых конкреций в соответствии с подсчётами Ю.А. Пряхина [1958] достигает 23—27 кг/м³ глины.

Другая любопытная особенность олигоценового палеобассейна юга СССР заключается в широком развитии здесь разнообразных кремнистых пород. В рудоносных отложениях Чиатурского и Квирильского месторождений непосредственно выше марганцеворудного горизонта обнаружены залежи цеолит-бентонитовых пород [Бутузова, Штеренберг, 1964; Мачабели и др., 1981]. В отложениях, подстилающих рудную залежь, в западных месторождениях Грузинской глыбы встречены опалолиты, опоки и спонголиты [Хамхадзе, 1981]. Кремневые отложения вообще типичны для разных стратиграфических уровней майкопских толщ Северного Кавказа и Предкарпатья, а скопления диатомитов местами имеют промышленное значение (Крымское месторождение) [Шамрай, 1937].

В тесной парагенетической связи с марганцеворудными, железорудными и кремневыми скоплениями находятся олигоценовые желваковые фосфориты и так называемые рыбные кладбища.

Базальные горизонты марганцеворудного пласта в пределах Квирильской впадины значительно обогащены фосфоритовыми желваками и фосфатизированными обломками фауны [Долидзе и др., 1980]; сходные образования, сложенные курскитом и франколитом, прослежены на ряде промышленных участков месторождения Чиатуры [Мачабели и др., 1981]. В майкопских глинах Западного Предкавказья Ю.А. Пряхина [1958] описала фосфоритовые стяжения, отороченные оболочкой сидероплезита.

Скопления фосфатизированных скелетов рыб, костного детрита, сульфидов железа и желваковых фосфоритов в виде отдельных горизонтов и линз встречаются на многих стратиграфических уровнях эоцена, олигоцена и миоцена в разных частях Восточного Паратетиса [Коченов, Зиновьев, 1960; Коченов и др., 1970; Борисенко, 1961; Холодов, 1963]. Их поля оконтурены в рудоносных олигоценовых толщах Квирильской впадины, известны среди менилитовых сланцев Предкарпатья, описаны в фораминиферовых, хадумских и новогрозненских слоях Предкавказья, а также в нижнем и среднем олигоцене Мангышлака.

Обычно в пределах залежи линзовидные пласты фосфатизированной костной брекчии с размывом залегают на подстилающих породах, а в карманах бывают распространены самые крупные кости и целые скелеты рыб *Amphisile*, *Clupeanella*, *Meruccius*, и других родов; встречаются зубы; акул, гигантские позвонки китообразных, растительные остатки и древес-

ные обломки. Выше размеры фосфатизированных обломков быстро уменьшаются; среди них появляются мелкая чешуя рыб и плохо определимые костные включения. Мощность пластов достигает нескольких метров; залежь интенсивно обогащена рассеянными сульфидами железа, среди которых встречаются гидротроилит и пирит, и мелкими желваками фосфоритов. Много остаточного органического вещества. В повышенных количествах присутствуют Sc, TR, Ni, Co, Mo, Pb, Zn, As и другие редкие элементы.

Отложения "рыбной фации" обычно совершенно лишены остатков донной фауны, что принято связывать с сероводородным заражением илов и природных вод палеоводоема. Наряду с этим глины содержат много остатков диатомей; местами они переходят в настоящие диатомиты, которые постоянно ассоциируются с фосфатными брекчиями.

Если к сказанному добавить, что среди фораминиферовых майкопских, чокракских и караганских отложений Предкарпатья, Кавказа и Закаспийской области довольно часто встречаются черные листоватые нефтематеринские глины и аргиллиты, резко обогащенные органическим веществом сапропланктогенного генезиса, содержащие повышенные количества V, Co, Ni, Mo и других малых элементов и представляющие собой гомологи "черных сланцев" древних палеобассейнов [Холодов, 1983; Холодов, Недумов, 1981], то станет очевидным удивительное сходство вендско-кембрийского и палеогенового рудогенеза. Во всяком случае, в молодых отложениях Восточного Паратетиса мы снова встречаемся с ассоциацией марганцево-железистых фосфоритов, кремней и черных металлоносных сланцев глин, хотя количественные соотношения между членами этого сообщества, в котором ранее, бесспорно, преобладали фосфориты, здесь значительно трансформировано в пользу марганца.

Как это хорошо показано в работе Н.М. Страхова и его соавторов [1968], проблема рудообразования, протекавшего в третичных бассейнах юга СССР, имеет два несколько различных аспекта. Один из них связан с комплексом палеогеографических и геохимических вопросов и заключается в выяснении важнейших региональных причин, определивших возникновение данной ассоциации рудных скоплений и всей эпохи рудообразования в целом. Другой аспект можно свести к механизму формирования отдельных рудных месторождений, которые, несомненно, многостадийны и образовывались в разных обстановках и при участии многих факторов.

В данной работе мы акцентируем внимание только на некоторых общих вопросах развития Восточного Паратетиса в третичное время. Прежде всего необходимо решить одну очень важную дилемму: развивался ли рудный процесс в пределах исследуемого палеоводоема на обычном "кларковом" уровне, либо это был палеобассейн, необычный по содержанию фоновых рудных компонентов? Для получения ответа на поставленный вопрос нами были рассчитаны средние содержания Mn, Fe, V и P в различных фашиальных типах пород, слагающих рудосодержащую толщу олигоцена. При этих подсчетах автором использовались результаты химических анализов, опубликованные в работах Н.М. Страхова, М.М. Комского, С.М. Катченкова, Б.П. Жижченко, Е.А. Соколовой, Л.Е. Штеренберга, Г.Ю. Бутузовой, И.М. Варенцова, Ф.С. Тихомировой, а также собственные данные, полученные при изучении третичных толщ Восточного Предкавказья¹. Всего были суммированы анализы 1313 индивидуальных проб, характеризующих поведение рудных компонентов в отложе-

¹ Большую помощь автору в этой работе оказала О.А. Дворецкая, которой он выражает свою искреннюю признательность.

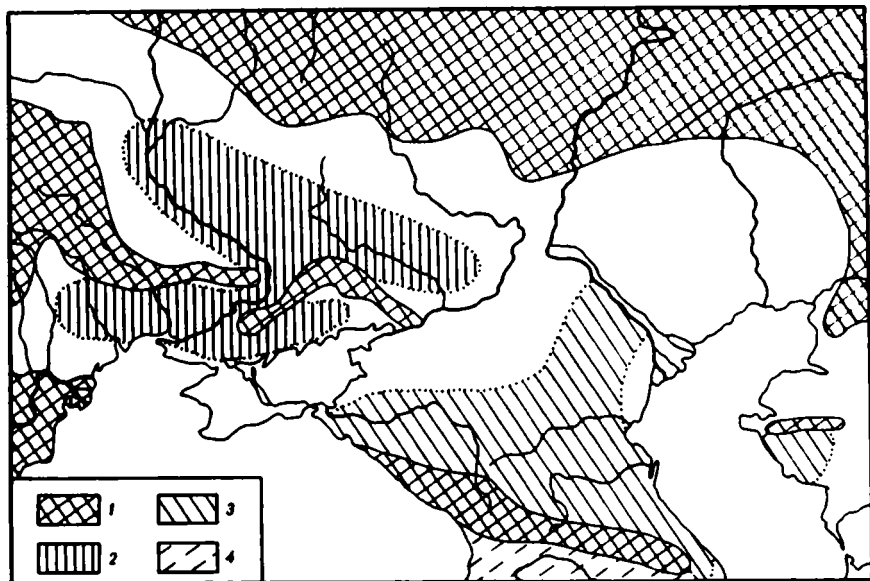


Рис. 5. Районирование при подсчете фоновых содержаний рудных компонентов в олигоценовых отложениях Восточного Паратетиса
 1 — доолигоценовая суша; 2 — участок Днепровско-Донецкой впадины и Причерноморья; 3 — участок Предкавказья, Поволжья и Мангышлака; 4 — Закавказье

ниях олигоцена, и 365 проб — в толщах среднего миоцена. При оценке средних содержаний были учтены только те пробы, что располагались за пределами рудных полей марганцевых месторождений.

Фактический материал, характеризующий майкопские отложения, был разбит на три района: 1) Днепровско-Донецкая впадина и Причерноморье; 2) Предкавказье, Поволжье и Мангышлак; 3) Закавказье (рис. 5). Детальное фашиальное описание этих участков Восточного Паратетиса читатель может найти в приводимой уже работе Н.М. Страхова и его сотрудников [1968].

Результаты статистических расчетов средних содержаний представлены в табл. 1. Здесь же для сравнения приведены кларковые содержания марганца, вычисленные А.Б. Роновым и А.И. Ермишкиной [1959] для отложений, слагающих чехол Русской платформы. Эти исследователи, разделив все толщи фанерозоя платформы на гумидные и аридные, установили, что они отличаются друг от друга в глинистой и карбонатной части идеального фашиального профиля; в палеоводоемах, питавшихся за счет гумидных водосборов, содержание марганца в глинах и особенно в карбонатных породах в среднем будет всегда несколько повышено по отношению к кларку, тогда как в аридных условиях те же показатели будут занижены. В сущности, данные А.Б. Ронova и А.И. Ермишкиной [1959] хорошо подтвердили более общее положение, ранее высказанное Н.М. Страховым [1957], о том, что при усилении химического выветривания на водосборах максимальное накопление рассеянных содержаний многих элементов, в том числе и марганца, сдвигается в пелагическую часть бассейна. При этом глины и карбонатные породы будут выступать в качестве геохимических индикаторов интенсивности процессов субсинхронного выветривания.

Таблица 1

Распределение фоновых содержаний рудных элементов в олигоцен-миоценовых отложениях Восточного Паратетиса

Порода	Средние содержания марганца в породах Русской платформы [Ронов, Ермишкина, 959]						Олигоцен			
	Для всех проб		Пробы аридных отложений		Пробы гумидных отложений		Днепровско-Донецкая впадина, Причерноморье			
							Mn		Fe	
Песчаники Алевролиты	6361	0,049	2260	0,045	4101	0,049	325	0,029	325	3,34
							17	0,012	17	2,91
Глины, аргиллиты	8883	0,058	2208	0,052	6675	0,060	168	0,038	168	4,09
Карбонаты	10389	0,052	6422	0,032	3967	0,08	24	0,02	24	2,36

* Содержание (в $л \cdot 10^{-4}\%$)

Таблица 1 (окончание)

Порода	Средние содержания рудных элементов в отложениях Восточного Паратетиса							
	Миоцен							
	Восточное Предкавказье							
	Mn		Fe		V		P	
Песчаники	32	0,02	32	0,77	32	21	32	0,006
Алевролиты	55	0,03	55	2,36	55	84	55	0,03
Глины, аргиллиты	261	0,09	261	4,45	261	142	261	0,07
Карбонаты	17	0,14	17	до 28	17	45	17	0,13

Примечание. Слева — число проб; справа — содержание (в %).

При рассмотрении табл. 1 обращает на себя внимание то, что средние содержания марганца в пределах Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих к Черному морю областей относительно низки; здесь они и в песчаниках, и в алевролитах, и в глинах уступают фоновым содержаниям того же металла в чехле Русской платформы. Несколько возрастают средние содержания марганца в глинах Предкавказья и Закавказья; они здесь местами превышают кларк почти на 0,01%. Казалось бы, эта цифра невелика. Однако если учесть распространенность майкопских глин во впадинах Предкавказья, то станет очевидным, что повышение средних содержаний марганца на 0,01% эквивалентно увеличению абсолютного количества этого металла на $90 \cdot 10^6$ т, т. е. на величину, почти в 9 раз превосходящую запасы Лабинского месторождения. Еще больше отличаются от кларковых величин (0,03—0,08% Mn) средние содержания этого элемента в карбонатных породах Кавказской части олигоценового палеоводоема; здесь количество марганца почти достигает наибольшей величины — 0,2%,

Средние содержания рудных элементов в отложениях Восточного Паратетиса

Олигоцен											
Предкавказье, Поволжье, Мангышлак						Закавказье					
Mn		Fe		V*		P		Mn		Fe	
59	0,096	25	4,39	59	115	40	0,0005	35	0,034	35	1,65
80	0,05	80	3,53	80	148	—	—	13	0,048	13	2,39
418	0,069	231	4,81	418	140	211	0,01	42	0,06	42	4,43
23	0,196	15	5,73	26	102	—	—	6	0,140	6	4,40

что, скорее всего, отражает усиленный принос этого элемента в палеоводоем и последующее его соосаждение с карбонатами. Поскольку при сборе проб обследованию подвергались преимущественно прослой карбонатных пород, а не карбонатные конкреции, нет оснований связывать повышенные количества марганца с диагенетическим перераспределением этого металла в илах.

Для того чтобы оценить поведение кларковского железа, ванадия и фосфора в олигоцен-миоценовых толщах Паратетиса, нами была составлена табл. 2; ее сравнение с табл. 1 позволяет утверждать, что в самых различных частях олигоценового и миоценового бассейнов можно наблюдать повышенные средние содержания этих элементов. Характерно при этом, что железо образует повышенный фон в песчаных фациях Днепровско-Донецкой впадины, что уже отмечалось Н.М. Страховым и его соавторами [1968]. По мнению И.М. Варенцова [1964], высокие фоновые содержания железа в олигомиктовых песчаниках этого района обусловлены значительной примесью в них глауконита и свидетельствуют об усиленном поступлении этого элемента с Украинского щита в гидроокисной форме. Наряду с этим глинистые отложения того же региона железом обеднены, хотя его средние количества заметно превышают кларк в карбонатных породах.

Несколько однообразнее выглядит фоновое распределение железа в олигоценовых отложениях Предкавказья, Поволжья и Мангышлака; здесь оно постоянно накапливается и в различных терригенных разновидностях пород (пески и алевролиты), и в глинистых пелагических отложениях, и в карбонатных прослоях; последние, как известно, пространственно связаны с зонами развития глин и всегда содержат примесь сидерита.

Общая картина поведения кларковского железа в Закавказье напоминает распределение его в породах Днепровско-Донецкой впадины; здесь также на фоне невысокого содержания этого элемента в глинах выделяются "железистые" песчаники. Вполне вероятно, что их появление тоже обусловлено развитием кварц-глауконитовых отложений, несколько обогащенных железом за счет размыва юрских, меловых и нижнепалеогеновых отложений смежной палеосуши [Бурджанадзе и др., 1982]; участки по-

Таблица 2

Средние содержания (в %) химических элементов в осадочных породах стратиферы Земли, по данным разных авторов

Порода		Fe		V		P
Песчаники	1,01	Ф. Петтиджон и др. [1976] *	$24 \cdot 10^{-4}$	Э.С. Залманзон [1951]	0,043	В.Е. Маккели [1977] *
Алевролиты	2,82	А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [1976] *	$45 \cdot 10^{-4}$	"	0,05	А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [1976] *
Глины, аргиллиты	4,51	А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [1976]	$74 \cdot 10^{-4}$ $130 \cdot 10^{-4}$	" А.П. Виноградов [1956]	0,07 0,04	А.П. Виноградов [1962] А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [1976]
Карбонатные	2,10	D.L. Graf [1960]	$1,5 \cdot 10^{-4}$	Э.С. Залманзон [1951]	0,02	В.Е. Маккели [1977]
	0,90	А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [1976]			0,04	А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [1976]

* Авторы определили средние содержания элемента в смеси песчаников и алевролитов.

следней, по-видимому, были сложены эффузивными толщами и содержали многочисленные колчеданные и метасоматические рудопроявления интересующего нас металла [Асратян и др., 1974; Гогишвили и др., 1979].

Хотя фактических данных по распределению кларкового ванадия значительно меньше, чем железа, из табл. 1 можно сделать вывод о том, что в пределах Предкавказья, Поволжья и Мангышлака этот элемент и в песчаниках, и в алевролитах, и в глинах, и в карбонатных породах заметно превышает свои кларковые содержания, определенные разными исследователями (см. табл. 2). Возможно, что эта особенность геохимического режима олигоценового палеобассейна указывает на существенную роль основных магматических пород в строении питавших его третичных водосборов [Варенцов, 1964; Холодов, 1973].

Нельзя не отметить, что довольно сходные закономерности распределения фоновых содержаний рудных элементов были установлены нами в миоценовых толщах Предкавказья; здесь особенно высокие средние содержания марганца, железа и ванадия обнаружены в глинах и карбонатных (мергелистых) прослоях. Аналогичным образом ведет себя и фосфор, хотя в олигоцене того же региона (см. табл. 1) этот элемент почему-то не накапливался.

В целом геохимическое исследование олигоцен-миоценовых отложений Восточного Паратетиса позволяет вслед за Н.М. Страховым и его соавторами [1958] утверждать, что общие закономерности распределения рудных элементов в фаціальном профиле этого палеоводоема принципиально были сходны с закономерностями локализации фоновых содержаний в современных морях и древних бассейнах гумидных зон. Однако интенсивный пелагический сдвиг кларковых содержаний железа, марганца и ванадия в сторону пелагиали или относительное накопление этих элементов в пелагических глинах и карбонатах позволяют говорить об усиленном накоплении этого элемента миоцен-олигоценового моря. Свообразие изучаемого палеоводоема прежде всего заключается в том, что он располагался в об-

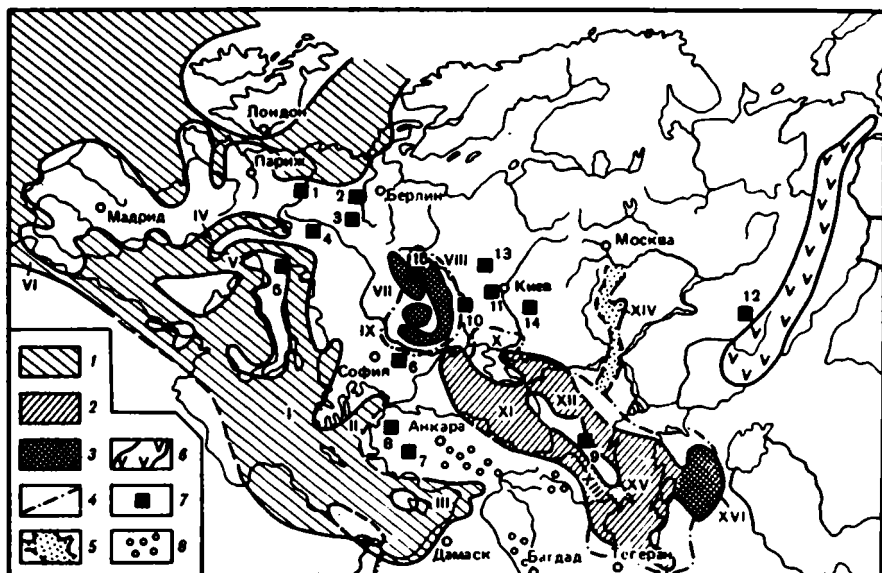


Рис. 6. Палеогеографическая схема Европы и Восточного Паратетиса в тортонский век (по В.Н. Холодову и Р.И. Недумову [1981])

Палеоводоемы: 1 — нормальные морские; 2 — опресненные, 3 — осолоненные, в которых осуществлялась садка гипса и солей; 4 — области, захваченные морем во время караганской трансгрессии; 5 — предполагаемое русло палео-Дона (Ергеньрека); 6 — Уральская горная система; 7 — месторождения миоценовых бурых углей: (1 — Нижнерейнское (ФРГ), 2 — Саксонии-Тюрингии (ГДР), 3 — Баварии (ФРГ), 4 — Теллице-Эльбоген (ЧССР), 5 — Венеция (Италия), 6 — Бабов-Дол (Болгария), 7 — Назли (Турция), 8 — Дегири-Саз, Сом, Тунбелек (Турция), 9 — Тарское (СССР), 10 — Новодмитровское (СССР), 11 — Вышгородское (СССР), 12 — Южноуральское (СССР), 13 — Кобринское и другие месторождения БССР, 14 — Люботинское, Змиевское и другие месторождения Днепровско-Донецкой впадины; 15 — Ужгородское, Мукачевское, Иршавское Закарпатского бассейна (СССР); 8 — континентальные гипсоносные песчано-глинистые отложения. Бассейны: I — Средиземноморский, II — Эгейский, III — Александрийский, IV — Ронский, V — Пьемонтский, VI — пролив Южного Рифа, VII — Закарпатский, VIII — Предкарпатский, IX — Трансильванский, X — Южноукраинский (Борисфенский), XI — Эвксинский, XII — Предкавказский, XIII — Закавказский, XIV — русло палео-Дона, XV — Каспийский, XVI — Устюртский

ласти тропической гумидной зоны, и на прилегающих участках суши выветривание достигало максимальной напряженности.

Действительно, в олигоцен-миоценовое время район Восточного Паратетиса был окружен крупными областями суши (рис. 6). На севере располагалась огромная Восточно-Европейская равнина, которую дренировали мощные реки (например, Палеодон); на юге, на месте современных Понтийских гор, Тавра и Армянского нагорья находилась расчлененная холмисто-гористая страна, вдоль северных отрогов которой периодически возобновлялась вулканическая деятельность. В центральной части бассейна Восточного Паратетиса уже в начале олигоцена возник низкий Кавказский остров; с юга, в районе Грузинской глыбы к нему прилеплялась целая гирлянда крупных островов — Алжаро-Триалетская суша, Окрибо-Сацаликское поднятие, Колхидская и Картийская уша, Алаверды-Бердское поднятие [Асратян и др., 1974; Мачабели, Хамхадзе, 1979].

Многие из поднятий, окружающих бассейн, содержали интрузивные и

эффузивные породы, существенно обогащенные Fe, Mn, V, Ti и другими рудными элементами. Так, например, детальный анализ строения Украинского кристаллического щита, выполненный И.М. Варенцевым [1964], показал, что метабазитовые образования и железисто-кремнисто-сланцевые толщи саксаганской серии докембрия, содержащие 0,6—0,9% марганца и более 10% железа в современном эрозионном срезе, слагают около 1/5 площади щита.

Огромные количества марганца и железа заключены в юрских, меловых и эоценовых эффузивах Аджаро-Триалетской и Алаверды-Бердской зон Малого Кавказа; так, например, байосская вулканогенная толща содержит от 0,12 до 0,52% Mn [Дзощендзе, 1965] и до 11% Fe [Бродская, 1968]. По материалам В.Г. Гогишвили и других авторов [1982] в них локализуется много рудопоявлений марганца, реже железа. Не вызывает сомнения, что интенсивное выветривание таких металлоносных участков сопровождалось формированием "марганцевых шляп" и значительной концентрацией марганца и железа в коре; их реликты описаны В.Т. Погребной [1982] в различных частях Украинского щита. Здесь же, по-видимому, происходил избирательный вынос марганца [Страхов и др., 1968] в результате воздействия на него почвенных процессов.

Большую и важную роль в процессах мобилизации рудных компонентов на суше в олигоценовое время играл климатический и ландшафтный факторы. На протяжении всего олигоцен-миоценового времени прилегающие к Восточному Паратетису участки суши были покрыты густыми лесами и хорошо развитыми болотами, о чем свидетельствуют многочисленные залежи бурых углей, залегающие в олигоцен-миоценовых толщах Европы и Малой Азии. Их распространение изучено по данным П.И. Степанова и С.И. Миронова [1937], В.В. Кирюкова [1962], В.В. Мокринского с соавторами [1962] и показано на рис. 6. Очевидно, Русская равнина вместе с Украинским кристаллическим массивом вплоть до самого Урала в течение длительного периода находилась в зоне густых лесов; это подтверждает распространение многочисленных буроугольных залежей Южно-Уральского бассейна, районов Днепра и Днестра, Днепровско-Донецкой впадины, Предкарпатья и Закарпатья, а также угольных месторождений Испании, Франции, Италии, Бельгии, ФРГ, ГДР, Польши, Чехословакии, Румынии, Болгарии и других государств Европы, связанных с отложениями третичного возраста. К этим же выводам приводит изучение комплексов спор и пыльцы [Ананова, 1977].

Особенно любопытны с точки зрения климатической зональности лигнитовые месторождения Западной Анатолии (Турция); их полоса прорезывается через весь полуостров от Андрианополя на западе вплоть до районов Эрзерума и оз. Ван. Возраст вмещающих пород охватывает стратиграфический интервал от нижнего палеогена до миоцена. Если к этому добавить, что в озерных палеоводоемах Армении в это время усиленно накапливались сапропелевые илы, отражающие широкое развитие на суше заболоченных участков с лесами из болотного кипариса [Асратян и др., 1974], то станет очевидным, что усиленное поступление рудных компонентов в олигоцен-миоценовый палеоводоем осуществлялось и с северной и с южной суши. Само собой разумеется, что при этом процессе многие растворенные химические элементы проходили через барьер река—море и обогащали преимущественно затишные, халистатические участки, в пределах которых накапливались глинистые илы. Наиболее крупный участок такого относительно глубоководного накопления илов располагался в Предкавказье (см. табл. 1).

Измененное интенсивности химического выветривания во времени, определившее специфику палеоген-неогеновой металлогенической эпохи, сле-

дует, на наш взгляд, связывать с эволюцией растительности в пределах Европы и Малой Азии.

В соответствии с представлениями А.Н. Криштофовича [1941], А.И. Толмачева [1943] и К.К. Маркова [1951] на рубеже нижнего и верхнего мела в пределах интересующих нас регионов осуществились важнейшие изменения в составе флористических сообществ; на смену голосемянным формам пришли покрытосемянные и их широкое распространение отмечается в лесных ландшафтах палеогена.

Вполне вероятно, что экспансия покрытосемянных в пределы Европейского континента и Малой Азии в начале третичного времени сопровождалась формированием новых фитоценозов, отличающихся от фитоценозов мела огромной биологической проницаемостью, весьма полной насыщенностью и очень большой продукцией растительной массы [Келлер, 1951; Давиташвили, 1971]. Это означает, что соответственно достигла высоких значений масса химических элементов, извлекаемая из разрушающихся коренных пород платформ.

Следует также подчеркнуть, что господство листопадных растений, кустарников и трав должно было чрезвычайно интенсифицировать биологические круговороты в лесных ландшафтах палеогенового времени. Действительно, по данным В.А. Ковды [1954], с годичным опадом хвои и листьев ельник обычно поставляет в почву 80–120 кг/га минеральных веществ, лиственные деревья – 300–400 кг/га, а травы в степных ландшафтах – 1000–1200 кг/га. При этом, как показал В.М. Гольдшмидт [1938], в золе свежих березовых листьев содержится до 2% MnO, прошлогодних березовых листьев содержания MnO падают до 0,8%, а в золе гумуса дубового и березового леса оно уменьшается до 0,014–0,024%; иначе говоря, марганец, сконцентрированный листопадными растениями, усиленно выносится в форме легко подвижных металлоорганических соединений. Можно поэтому предполагать, что и с этой точки зрения мобилизации рудных компонентов также возрастала по мере увеличения относительной роли покрытосемянных растений в ландшафтах палеогена.

Обратное действие на биомассу растений оказывали, по-видимому, глобальные климатические изменения. С начала палеогеновой эпохи в пределах Европы и Азии неуклонно развивается ксерофизация климата. В первое время под действием этого направленного процесса монолитная верхнемеловая флора лесов расщепилась на полтавскую вечнозеленую и тургайскую листопадную [Криштофович, 1941]. Затем зона развития полтавской флоры начала сокращаться, а в конце миоцена степные ландшафты стали теснить леса Русской равнины с юго-востока, со стороны Тургай. В плиоцене южные части Русской платформы оказались занятыми полосой лесостепи и степи, и это, бесспорно, положило конец усиленному поступлению разнообразных химических элементов в бассейны Восточного Паратетиса.

Легко понять, что максимально благоприятная обстановка для мобилизации рудных компонентов на суше соответствует эоцену–олигоцену; в миоцене условия выветривания питающих провинций начали ухудшаться, а в плиоцене они были сведены к минимуму.

Таким образом, первой причиной, вызвавшей развитие палеогеновой эпохи рудообразования в бассейнах юга СССР, были изменения климата и обусловленные ими преобразования лесных ландшафтов. Вторая причина, определившая особенности распределения фоновых содержаний железа, марганца, ванадия и фосфора в палеоводоемах палеогена, – влияние сероводородного заражения. Впервые значение этого фактора в геохимии марганца подчеркнули В.В. Мокиевская [1961], а также Б.А. Скопинцев и

Т.П. Попова [1963] на примере Черного моря; они показали, что воды этого водоема в области сероводородного заражения являются аккумулятором растворенного марганца, количество которого достигает 0,5 мг/л, а общая масса (1 млн. т металла) вполне соизмерима с запасами крупного месторождения. Позднее на геологическое значение этого явления указал Д.Г. Сапожников [1967], связавший с ним возможное формирование рудных скоплений в олигоценовых толщах юга СССР.

Прямое подтверждение широкого развития сероводорода в олигоценовом Паратетисе — многочисленные "рыбные кладбища"; накопление фосфатизированных рыбных скелетов и их обломков при полном отсутствии донной моллюсковой фауны большинство исследователей объясняют развитием сероводородного заражения в водах олигоценового моря [Геккер, Мерклин, 1946; Данильченко, 1960; Коченов и др., 1970]. Это означает, что в водах, существенно обогащенных сероводородом, происходило разделение поступавшего в бассейн железа и марганца; часть марганца переходила в двухвалентную форму и накапливалась в морской воде, тогда как трехвалентное железо восстанавливалось и фиксировалось в виде сульфидов. Дальнейшая судьба растворенного в воде металла оказывалась тесно связанной с судьбой сероводородной зоны. Как показали наблюдения в Черном море, окисление сероводорода на верхней границе зоны сопровождается увеличением содержания марганца в воде; по-видимому, он здесь сначала переходит в плохо растворимую форму, затем вновь восстанавливается, растворяется и таким путем обогащает морскую воду [Скопинцев, Попова, 1963]. В связи с этим важно подчеркнуть, что поле окисных железомарганцевых конкреций Каламитского залива [Волков, Севастьянов, 1968; Страхов, 1976] располагается именно в той мелководной части моря, куда восходящие течения выносят глубинные воды, богатые сероводородом и марганцем; это подтверждается рядом новых карт Черного моря [Сорокин, 1982]. По данным А.И. Блажчишина [1977], окисные железомарганцевые конкреции глубоких впадин Балтийского моря довольно четко контролируются границей между стагнированной зоной и зоной развития растворенного кислорода. Все это свидетельствует о том, что процессы окисления и активного разрушения сероводородного заражения в палеоводоемах должны были сопровождаться переотложением марганца и его фиксацией в илах в гидроокисной форме.

Другой путь выпадения из раствора этого металла намечается в связи с изучением осадков Балтийского моря [Горшкова, 1960; Блажчишин, 1976; Емельянов, 1981; Manheim, 1961]. Здесь в отличие от Черного моря в осадках сероводородной зоны встречены карбонаты марганца типа родохрита. Их образование тесно связано с распространением углекислого газа и сероводорода, растворенных в морской воде и образующих углекисло-сероводородную систему. По мнению Е.М. Емельянова [1981], с уменьшением содержания сероводорода осуществляется подщелачивание раствора, и на смену иону HCO_3^{-1} приходит CO_3^{-2} ; преобладание последнего вызывает формирование родохрита (MnCO_3) и массовое удаление марганца из раствора.

Если эти предположения верны, то интенсивность сероводородного заражения — главный фактор осаждения марганца в виде карбоната: при сильной стагнации (в водах Черного моря) этот элемент не осаждается, при слабом сероводородном заражении (условия Балтики) — осаждение имеет место. Все это означает, что сероводородное заражение в древних палеоводоемах могло играть большую роль не только в разделении марганца и железа, но и в перераспределении марганца по разрезу; во время отложения одних глинистых осадков, несмотря на усиленный привнос

марганца (и железа) с берега, сероводородное заражение обедняло морские илы этим металлом и переводило его в раствор, тогда как в последующее время интенсивное осаждение марганца из морской воды интегрировалось с его привносом извне и создавало эмбриональные (а, возможно, и промышленные) залежи этого металла.

Следует также подчеркнуть, что повышенные содержания марганца в карбонатных породах олигоцена и миоцена (см. табл. 1) хорошо укладываются в предложенную схему. Они вполне могли возникнуть в связи с диффузией сероводорода из придонных слоев воды, уменьшением степени стагнации вод, их подщелачиванием и хемогенным соосаждением углекислого марганца с другими карбонатами.

В целом совокупное действие усиленного привноса рудных компонентов с берегов Восточного Паратетиса, а также перераспределение их в водах палеоводоема под действием сероводородного заражения создали тот металлогенический фон, на котором возникла палеогеновая эпоха рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалвани Г.А., Штеренберг Л.Е., Дolidзе Д.П., Табогари В.И.** Особенности размещения осадочных месторождений марганца Грузинской ССР. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 120 с.
- Анэнова Е.Н.** Спорово-пыльцевые комплексы в миоцене Палео-Дона. — В кн.: Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977, с. 78–120.
- Анкинович С.Г.** Нижний палеозой вандиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 271 с.
- Анкинович С.Г., Анкинович Е.А.** Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356–375.
- Асратян В.П., Мкртчян Г.Р., Петросов И.Х.** и др. Палеоген. — В кн.: Геология Армянской ССР. Т. V. Литология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 453–469.
- Батулин Г.Н.** Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Бетехтин А.Г.** Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
- Билибин Ю.А.** Общие принципы металлогенических исследований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95–112.
- Блажчишин А.И.** Основные химические элементы в донных осадках. — В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 255–288.
- Блажчишин А.И.** Микроконкреции и зональность аутигенного минералообразования в современных осадках Балтийского моря. — В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977, с. 187–190.
- Борисенко Л.Ф.** О нахождении скандия в костных остатках рыб третичного возраста. — Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 5, с. 105–130.
- Боровиков Л.И.** Нижний палеозой Джезказган-Улутайского района западной части Центрального Казахстана. М.: ГОНТИ, 1955. 251 с.
- Бродская Н.Г.** Некоторые геохимические особенности пород вулканогенно-осадочных комплексов геосинклинальных зон. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 253–270.
- Бродская Н.Г., Ильинская М.Н.** Фосфатонакопление в вулканических областях. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые геосинклинальных областей. М.: Наука, 1968, т. 2, с. 193–293.
- Бурджанадзе Д.С., Леваинадзе Р.Л., Эдлашвили В.Я.** Марганценость олигоцен-нижнемиоценовых отложений центральной части Грузинской глыбы. В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 147–151.
- Бутузова Г.Ю., Штеренберг Л.Е.** Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии. — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1, с. 40–56.
- Бушинский Г.И.** Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 193 с.
- Варенцов И.М.** К познанию условий образования Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1, с. 25–40.
- Вахромеев С.А.** Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М.: ГОНТИ, 1961. 463 с.

- Виноградов А.П.** Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — *Геохимия*, 1956, № 1, с. 2—36.
- Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 35—68.
- Волков И.И., Севастьянов В.Ф.** Перераспределение химических элементов в диагенезе Черного моря. — В кн.: *Геохимия осадочных пород и руд*. М.: Наука, 1968, с. 134—183.
- Гавкер Р.Ф., Мерклин Р.Л.** Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии. — *Изв. АН СССР. Сер. биол.*, 1946, № 6, с. 58—92.
- Гвоздский М.В.** Основные вопросы тектоники и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1959, Ч. 12. 255 с.
- Гиммельфарб Б.М.** Фосфоритоносный бассейн Кара-Тау и перспективы его освоения. — *Сов. геология*, 1946, № 1, с. 22—46.
- Гозишвили В.Г., Гуннава В.Д., Ратман И.П., Гозишвили Т.Ш.** Гидротермальное преобразование вулканогенных толщ Закавказья. — В кн.: *Вопросы геологии и техники полезных ископаемых Кавказа*. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979, с. 17—33.
- Гольдберг Э.Д.** Геохимия моря. — В кн.: *Геохимия литогенеза*. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 431—460.
- Гольдшидт В.М.** Сборник статей по геохимии редких элементов. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 245 с.
- Горшкова Т.И.** Осадки Балтийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 250 с.
- Грязнов В.И.** Генезис марганцевых руд Никопольского бассейна и методика прогноза морских осадочных месторождений марганца. — В кн.: *Марганцевые месторождения СССР*. М.: Наука, 1967, с. 135—147.
- Давташвили Л.Ш.** Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М.: Наука, 1971. 296 с.
- Данильченко П.Г.** Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 250 с.
- Джолдошев Б.Д.** Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе: Ин-т геологии КиргССР, 1964. 35 с.
- Дзюндзе Г.С.** Влияние вулканизма на образование осадка. М.: Недра, 1965. 153 с.
- Дзюндзе Г.С.** Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии. — В кн.: *Новые данные по марганцевым месторождениям СССР*. М.: Наука, 1980, с. 62—69.
- Долудзе Д.П., Мачабели Г.А., Табагари В.И. Гозуадзе Б.С.** Литогенез олигоценовых марганцевых отложений Квирильской депрессии и направление дальнейших поисковых работ. — В кн.: *Новые данные по марганцевым месторождениям СССР*. М.: Наука, 1980, с. 75—86.
- Еганов Э.А.** Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 232 с.
- Емельянов Е.М.** Алюмосиликатный карбонатно-марганцевистый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин. — В кн.: *Осадкообразование в Балтийском море*. М.: Наука, 1981, с. 136—180.
- Залманзон Э.С.** Малые элементы в разрезах Воронежской области. — В кн.: *Вопросы литологии и стратиграфии СССР*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 82—105.
- Зеленов К.К.** Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1969. 35 с.
- Зоненштейн Л.П., Кузьмин М.И., Морелов В.М.** Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
- Иванов А.А., Левцкий Ю.Ф.** Геология галогенных формаций. Л.: ГОНТИ, 1960. 422 с.
- Ильин А.В.** Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
- Ильин А.В., Волков Р.И.** Фосфатоносные бассейны и эпохи фосфатонакопления. — В кн.: *Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана*. Л.: Недра, 1980, с. 106—115.
- Ициксон М.И., Музылев С.А.** Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее. — *Тр. ВСЕГЕИ*. Н. С., 1963, № 85, с. 15—68.
- Казакоев А.В.** Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Л.: Химтеоритиздат. 1937. 180 с.
- Казакоев А.В.** Фосфатные фации. М.; Л.: ГОНТИ, 1939, 108 с.
- Калиненко В.В., Шумихина И.В., Гусарова А.И.** Марганценосные отложения Лабинского месторождения и распределение в них ванадия, хрома, никеля, кобальта и меди. — В кн.: *Марганцевые месторождения СССР*. М.: Наука, 1967, с. 242—258.
- Калмыков А.Ф., Соколов А.С., Тушина А.М.** Апатитовые месторождения Мау-Кок во Вьетнаме. — В кн.: *Geo-*

- логия месторождений фосфоритов. М.: Госгортехиздат, 1962, с. 105—121.
- Кассин Н.Г.** Кембрий Казахстана. — Сов. геология, 1941, № 4, с. 29—58.
- Келлер Б.А.** Основы эволюции растений. — Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 294—495.
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Самиханов М.А., Чумаков Н.М.** Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. — В кн.: Геология докембрия: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1968, с. 58—82.
- Кирюков В.В.** Восточно-Европейская угленосная провинция. — В кн.: Атлас угленосности на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 437—454.
- Ковда В.А.** Геохимия пустынь СССР. М.: ГОНТИ, 1954. 282 с.
- Королев В.Г.** Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 88—117.
- Коченов А.В., Зиновьев В.В.** Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений. — Геохимия, 1960, № 8, с. 45—62.
- Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столаров А.С.** Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 165—172.
- Криштофович А.Н.** Палеоботаника. Л.: ГОНТИ, 1941. 496 с.
- Кулиш Л.И.** Марганцевые и железомарганцевые руды Дальнего Востока и их генетические особенности. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 216—223.
- Магакьян И.Г.** Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 223 с.
- Мавкали В.Е.** Распространенность и распределение фосфора в литосфере. — В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977, с. 24—47.
- Марков К.К.** Палеогеография. М.: Географиздат, 1951. 276 с.
- Мачабели Г.А., Мерабишвили М.С., Квирикадзе Г.А.** Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. Тбилиси: КИМС, 1981. 301 с. Препр.
- Мачабели Г.А., Хамхадзе Н.И.** О литологических особенностях олигоценовых марганценозных отложений Кавказа и источнике марганца. — В кн.: Вопросы геологии и техники полез-
- ных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979, с. 33—40.
- Меркурьев К.М., Кулиш Л.И., Панских Е.А.** Геология и генезис железомарганцевых руд юга Дальнего Востока. — В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 110—116.
- Миртов Ю.В., Тарасова С.М.** Марганценозность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 211—216.
- Мокиевская В.В.** Марганец в воде Черного моря. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 6, с. 75—81.
- Мокринский В.В., Богомезов В.М., Бочковский Ф.А.** и др. Основные закономерности развития угленосности на территории СССР от девона до антропогена. — В кн.: Атлас карт угленосности на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 12—22.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
- Погребной В.Т.** Марганец в корях выветривания разломных зон Украинского щита. — В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 199—205.
- Пряхина Ю.А.** Карбонатные конкреции в майкопских отложениях Центрального Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1, с. 32—58.
- Пустовалов Л.В.** Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковского бассейна. М.—Л.: ГОНТИ, 1933. 440 с.
- Пустовалов Л.В.** Петрография осадочных пород. М.; Л.: Госгеолтопиздат, 1940. Т. 1. 475 с.
- Ронов А.Б., Ермишкина А.И.** Распределение марганца в осадочных породах. — Геохимия, 1959, № 3, с. 206—226.
- Ронов А.Б., Корзина Г.А.** Фосфор в осадочных породах. — Геохимия, 1960, № 8, с. 667—687.
- Ронов А.Б., Сеславинский К.Б., Хаин В.Е.** Кембрийские литологические формации мира. — Сов. геология, 1974, № 12, с. 10—34.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.** Вендские литологические комплексы мира. — Сов. геология, 1981, № 5, с. 37—59.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.** Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Сважников Д.Г.** Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 11—34.

- Синицын В.М.* Палеогеография Азии. Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 311 с.
- Скопичев Б.А., Полова Т.П.* О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с.20–80. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 97).
- Смирнов В.И.* Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
- Смирнов В.И.* Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. 8, с. 35–120.
- Смирнов С.С.* К вопросу о зональности рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 6, с. 32–68.
- Смирнов С.С.* О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1947, т. 76, вып. 1, с. 14–86.
- Соколова Е.А.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 2, с. 154–193.
- Соколова Е.А.* Некоторые особенности марганцевосности вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 32–47.
- Сорокин Ю.И.* Черное море: Природа, ресурсы. М.: Наука, 1982. 216 с.
- Степанов П.И.* Геология месторождений ископаемых углей и горючих сланцев. — В кн.: Геология месторождений каустобиолитов. Л.; М.: ОНТИ, 1937, с. 1–440.
- Степанов П.И.* Теория поясов и узлов угленакпления. Юбил. сб., посвящ. 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции. М.: Изд-во АН СССР, 1947, ч. 2, с. 55–160.
- Степанов П.И., Миронов С.И.* Геология месторождений каустобиолитов. Л.; М.: ОНТИ, 1937. 546 с.
- Страхов Н.М.* Историко-геологические закономерности формирования гипергенных железных руд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 3, с. 6–52.
- Страхов Н.М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 73).
- Страхов Н.М.* Историческая геология. М.: Госгеолиздат, 1948. Т. 2. 458 с.
- Страхов Н.М.* О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, т. 86, № 2, с. 197–222.
- Страхов Н.М., Варенцов И.М., Калинин В.В.* и др. К познанию механизма марганцевородного процесса (на примере олигоценовых руд юга СССР). — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 34–57.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцевородного процесса. М.: Наука, 1968. 496 с.
- Суслов А.Т.* Основные черты железомарганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 480–472.
- Твалчрелидзе Г.А.* Рудные провинции мира. М.: Недра, 1972. 344 с.
- Толмачев А.И.* К вопросу о происхождении тайги как зонального растительного ландшафта. — Сов. ботаника, 1943, № 4, с. 11–19.
- Хамхадзе Н.И.* О связи кремне- и рудообразования в марганцевых месторождениях Грузии. — В кн.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниреба, 1981, с. 141–147.
- Хераскова Т.Н.* Стрoение и условия образования известково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского антиклинория. — Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология, 1971, № 4, с. 27–40.
- Холодов В.Н.* О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. — В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 67–108.
- Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии: Статья 1. Довендские поднятия как источник рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1970а, № 2, с. 130–148.
- Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии: Статья 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования. — Литология и полез. ископаемые, 1970б, № 4, с. 29–45.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 263 с.
- Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975а, с. 191–209.
- Холодов В.Н.* О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении. — Литология и полез. ископаемые, 1975б, № 6, с. 50–84.
- Холодов В.Н.* Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 76–91.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизонных бассейнах. М.: Наука, 1983. 282 с.

- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 208 с.
- Хромов А.Н.* Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых магнитных данных). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1, с.86—108.
- Шабалин В.В., Сагандыков К.О.* О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джетим-Тоо и Кож-Ийрим-Тоо. — Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1960, т. 2, вып. 5, с. 15—46.
- Шамрай И.А.* Кремнистые отложения Азово-Черноморского края. Учен. зап. РостовГУ, 1937, вып. 10, с. 58—78.
- Шатский Н.С.* Фосфоритносные формации и классификация фосфоритных залежей. — В кн.: Сопоставление по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 32—120.
- Шехоркина А.Ф., Позорелова М.Г.* Фосфоритносность кремнисто-вулканогенных формаций Ханкайского массива: Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 18, с. 20—60.
- Штеренберг Л.Е., Нестерова И.Л., Карасева Г.И., Черкасова Е.В.* Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и рудовмещающих отложениях Читурского месторождения. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 199—214.
- Bhatti N.A.* Hazarah phosphate deposits — Pakistan. — in: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral. Ind. and United States Science, 1979, p. 44.
- Bullard E., Everett Y., Smith A.* The fit of the continents around the Atlantic. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1965, vol. 256, p. 41—51.
- Carthcart J.B.* Phosphorite deposits, Bambui group, near Patos de Minas Gerais, Brasil. — In: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Ind. and United States Science, 1979, p. 51.
- Cook P.Y., Shergold Y.H.* The field workshop. — In: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Ind. and United States Science, 1979, p. 1—17.
- Creer K.M.* A discussion of the arrangement of palaeomagnetic poles on the map of Panganaea for Epochs in the Phanerozoic. — In: Implications of continental drift in the Earth science. L.; N.Y.: Acad. press. 1973, vol. 1, p. 47—76.
- De Launey L.* Gites metalliferous. P., 1913. 288 p.
- Fuchs C., Mostler H.* Der erste Nachweis von Fossilien (Kambrischen Alters) in der Haziza-Formation, Hazara, Pakistan. — Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, 1972, Bd. 2, S. 1—12.
- Ghaznavi M.I., Karim T., Maynard J.B.* A bauxitic paleosol in phosphate-bearing strata of Northern Pakistan. — Econ. Geol., 1983, vol. 78, N 2, p. 344—351.
- Graf D.L.* Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Pt III. — In: Division of the Illinois State geol. survey, circ. 301. Urbana, 1960, p. 72
- Hamilton W.* Geology of the Richardson cove and Jones cove quadrangles, Tennessee. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, vol. 349-A, p. 55.
- Horn M.K., Adams J.A.S.* Computer-derived geochemical balances and elements abundance. — Geochim. et cosmochim. acta, 1966, N 30, p. 279—297.
- Howard P.F., Hough M.J.* On the geochemistry and origin of the D Tree, Wolarah and Sherrin Creek phosphorite deposits of the Georgina Basin, Northern Australia. — Econ. Geol., 1983, vol. 74, N 2, p. 260—284.
- Lindgren W.* Metallogenic epochs. — Econ. Geol., 1909, vol. 1, N 4, p. 409—420.
- Manheim F.T.* A geological profile in the Baltic Sea. — Geochim. et cosmochim. acta, 1961, N 1, p. 218—245.
- Notholt A.J.G.* Resources of Precambrian and Cambrian sedimentary phosphate rocks. — In: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Ind. and United States Science, 1979, p. 71—86.
- Palmer A.R.* Cambrian lithofacies and biofacies pattern in Western United States — a model for the Georgina Basin. — In: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Ind. and United States Science, 1979, p. 30—31.
- Slansky M.* West African Infracambrian phosphorites. — In: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Ind. and United States Science, 1979.
- Sougy J.* Les formations paleozoiques du Zemmour noie (Mauritanie septentrionale). — Ann. Fac. sci. Univ. Dakar, 1964, vol. 15, N 1, p. 695.
- Stöcklin J.* Salt deposits of the Middle East. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1968, vol. 88, N 1, p. 251—280.
- Trompette R., Affaton P., Joulia F., Marchand J.* Stratigraphic and structural controls of Late Precambrian phosphate deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin, West Africa. — Econ. Geol., 1980, vol. 5, N 1, p. 62—70.
- Wang C.C.* The phosphate deposits of Talungtan, Kunming, Yunnan. — China Geol. Surv. Bull., 1942, N 35, p. 101—125.
- Wang Chungwu.* The conditions of formation of the Lower Cambrian phosphorite and the regularities of their distribution, Yunnan Province, China. — In: Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Ind. and United States Science, 1979, p. 33.

Г.Н.Бровков, А.Е.Мирошников

ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выявление исторической последовательности геологических событий — основная задача систематического познания прошлого Земли. Представление о длительности, периодичности и необратимой эволюции геологических процессов — одно из фундаментальных достижений в науке о развитии нашей планеты. В учении о рудообразовании проблема времени обобщенно рассматривалась С.С.Смирновым, В.И.Смирновым, Ю.А.Билибиным, И.Г.Магакъяном, Г.А.Твалчрелидзе, Е.Т.Шаталовым и др. [Рундквист, 1969]. Различные аспекты эволюции полиметаллического оруденения, в том числе и стратиформных месторождений цветных металлов, обсуждались В.С.Домаревым [1968], А.И.Тугариновым [1977], Д.И.Горжевским и Г.В.Ручкиным [1978], Д.И.Горжевским и В.Н.Козеренко [1980], Е.И.Филатовым и Е.П.Ширай [1979].

Онтогенетический аспект фактора времени в образовании стратиформных рудных месторождений (круг вопросов, освещающих генезис месторождений лишь в пределах длительности их индивидуального развития) подробно проанализирован В.И.Смирновым [1970]. К стратиформным им отнесены также рудные месторождения, которые по условиям образования и положению подчинены напластованию вулканогенно-осадочных и осадочных слоистых толщ. Их выразительными представителями он назвал колчеданные месторождения в вулканогенных породах, медные в песчаниках и сланцах, свинцово-цинковые в карбонатных отложениях. Эти месторождения часто формируются длительное время и являются полигенными образованиями, происхождение которых обусловлено взаимодействием осадочных пород с гидротермальными системами. Таким образом, конкретные стратиформные залежи могут быть как сингенетическими, так и эпигенетическими (наложенными на вмещающие породы), а также сложными — диплогенетическими.

Анализ филогенетического развития стратиформных месторождений меди, свинца и цинка дает возможность восстановить последовательность и преемственность рудообразования в ходе геологической истории Земли, воссоздать их единый эволюционный ряд развития. Обстановки формирования большинства стратиформных месторождений в деталях изучены весьма слабо, поэтому анализ их эволюции возможен пока главным образом на уровне рассмотрения изменений геологической позиции и состава руд и рудоносных породных ассоциаций — общих индикаторов обстановок.

Стратиформные рудные тела различного состава обладают широким спектром породных связей при ведущей роли вулканогенной, терригенно-сланцевой (часто черносланцевой) и карбонатной рудоносных ассоциаций. Вулканогенные, вулканогенно-терригенно-сланцевые и частично терригенно-сланцевые ассоциации чаще всего вмещают сплошные колчеданные разновидности руд, терригенные и карбонатные — прожилково-вкрапленные медные, медно-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые и свинцовые. Формирование колчеданосных породных ассоциаций, обычно связанных с вулканизмом, не зависело от климатических условий эпох. Накопление терригенных и карбонатных толщ, вмещающих прожилково-вкрапленные руды, часто тяготело к аридным и субаридным зонам. Все рудоносные породные ассоциации, за исключением меденосной субаридной, образовывались только в бассейновых условиях. Месторождения, залегающие в вулканогенно-оса-

дочных формациях, практически всегда обнаруживают связь с районами развития дифференцированных вулканитов. Красноцветные вулканогенно-осадочные формации лишены месторождений свинца, цинка, медных колчеданов. Перечисленные особенности стратиформных полиметаллических месторождений (СПМ) — наиболее консервативны.

Эволюция рассматриваемого оруденения является отражением общих необратимых изменений геологических процессов, предопределивших становление и развитие земной коры в целом, осадочной оболочки и слагающих ее формаций. В истории Земли принято выделять два неодинаковой продолжительности мегаэона: докембрий и фанерозой, которые разделяются катангской тектоно-магматической эпохой со средним возрастом около 600 млн. лет. В свою очередь докембрий расчленяется на четыре отрезка приблизительно одинаковой продолжительности: катархей (с момента образования Земли — от 4600 до 3600 млн. лет), архей (3600—2600 млн. лет), ранний протерозой (2600—1600 млн. лет), поздний протерозой (1600—600 млн. лет). В течение докембрийских эпох произошло последовательное формирование основных слоев и структур земной коры, а также составов атмосферы и гидросферы; по качественному разнообразию последние стали близкими к современным. Рассмотрение последовательности возникновения различных типов СПМ показывает, что образование их полного эволюционного (филогенетического) ряда также произошло в докембрийские металлогенические эпохи.

Стратиформные полиметаллические месторождения с возрастом древнее 2700 млн. лет неизвестны. Первые значительные рудные концентрации этого типа связаны с зеленокаменными (вулканогенными) породами архейского первичного подвижного пояса Абитибиде, прилегавшего к протократону Канадского щита. Они представлены колчеданными медно-цинковыми месторождениями, в которых галенит встречается очень редко (месторождения Норанда, Квемонт и др.). Характерная особенность этих руд — нередкие высокие содержания золота [Горжевский, Ручкин, 1978]. В пределах пояса широко распространены основные вулканические породы, но руды ассоциируют с кислыми дифференциатами, приуроченными к верхним частям разреза; в составе рудовмещающей ассоциации пород встречаются кварциты (метаморфизованные кремнистые осадки) и углеродистые сланцы [Уотсон, 1980].

Залежи руд пояса Абитибиде подчинены напластованию вмещающих вулканитов и тесно парагенетически с ними связаны. Руды месторождений испытали зеленокаменное преобразование, сопоставимое с изменениями вмещающих их пород. Точки изотопного состава рудного свинца позволяют предполагать мантийный источник этого элемента. Изохронный возраст свинца отвечает 2590—2700 млн. лет [Дуу и др., 1979]. Изотопный состав серы сульфидов близок к метеоритному — интервал колебаний δS^{34} весьма узкий (от - 0,7 до + 2,4%, месторождение Квемонт) [Lusk et al., 1975]. Предполагается гидротермально (эксгальционнo)-осадочное происхождение этих месторождений [Дуу и др., 1979]. Подобные месторождения известны также в архейских зеленокаменных породах систем Йилгарн и Пилбара на докембрийском щите Западной Австралии.

В раннем протерозое продолжали формироваться медно-цинковые месторождения (Флин-Флон в Канаде и др.), но наряду с ними появились первые промышленные концентрации свинца в колчеданных месторождениях. Эволюция стратиформных колчеданных полиметаллических руд проявилась в усложнении как их состава, так и обстановок формирования. Колчеданные месторождения рассматриваемого этапа присутствуют уже в двух ведущих рудоносных породных ассоциациях геосинклиналей: вулканоген-

но-терригенно-сланцевой (Брокен-Хилл и др.) и вулканогенно-карбонатно-черносланцевой (Оутокумпу, Маунт-Айза, Мак-Артур и др.).

Месторождение Брокен-Хилл располагается в высокометаморфизованных (гранулитовая фация) породах комплекса Уильяма. "Рудный разрез" представлен переслаиванием гранито-гнейсов, гнейсов, амфиболитов, полосчатых железистых кварцитов, силлиманитовых гнейсов, которые рассматриваются как метаморфизованные мелководные терригенные образования и вулканогенные породы риолит-дацит-базальтового ряда. Рудные тела имеют согласное с вмещающими породами залегание. Главные промышленные минералы — галенит и сфалерит; наряду с ними встречены пирротин, халькопирит, арсенипирит. По данным Джонсона, Клингера [1980], месторождение обогащено серебром. Изотопный состав свинца в рудах отвечает нормальному свинцу одностадийной модели развития и не противоречит представлению об их подводном эксгаляционном происхождении; модельный возраст рудных свинцов оценивается в 1625 млн. лет [Доу и др., 1979]. Изотопный состав серы довольно однороден и близок к метеоритному [В.Гриненко, Л.Гриненко, 1974].

Колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенно-карбонатно-черносланцевой породной ассоциации на примере сибирских объектов были выделены авторами в особую рудную формацию [Бровков и др., 1977]. Наиболее древний представитель оруденения этого типа — месторождение Оутокумпу, располагающееся среди свекокарелид на юго-востоке Финляндии. Возраст месторождения оценивается в 2470–1840 млн. лет. Наряду с вулканогенными и терригенными (кварциты и углеродистые сланцы) породами в рудоносной толще здесь появляется третий компонент — карбонатные породы. Форма залежи руд линзовидная, залегает она согласно с вмещающими породами. Руды представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом; из них попутно извлекаются золото, серебро, кобальт и др. Точка свинца из месторождения Оутокумпу располагается почти на мантийной кривой эволюции. Предполагается гидротермально-осадочное происхождение руд [Доу и др., 1979]. Сера сульфидов руд близка по соотношению изотопов к метеоритной [В.Гриненко, Л.Гриненко, 1975].

К концу раннепротерозойской металлогенической эпохи одновременно с усложнением состава руд и рудоносных породных ассоциаций СПМ начинает заметно проявляться их дифференциация и ослабление очевидной до этого связи с подвижными зонами и вулканизмом. Наиболее отчетливо эту тенденцию можно проследить на месторождениях зоны Маунт-Айза—Мак-Артур—Баттен, находящейся на восточной окраине древней Австралийской платформы. Эта группа месторождений представляется очень разнообразной, но взаимосвязанной постепенными переходами.

Рудовмещающая толща бассейна Маунт-Айза обладает большой фациальной изменчивостью: обособляются зоны преимущественно песчано-черносланцевого терригенного (месторождения Леди Лоретта, Дагалд Ривер), вулканогенно-терригенного (месторождения Маунт-Айза, Хилтон, Мак-Артур) и карбонатного (месторождения Ридж I и II, Кулей I и II) осадконакопления, которые не имеют четких границ и характеризуются постепенными переходами. Породы всех фациальных зон обогащаются углеродистым веществом. Вулканогенные образования не являются обязательным членом рудоносных ассоциаций. Но на некоторых месторождениях (Маунт-Айза и др.) кислые туфы и туффиты образуют маломощные и выдержанные по простиранию горизонты. Вместе с тем вулканогенные породы широко распространены в подстилающих рудную формацию Уркуар отложениях безрудной формации Нейтив-Би.

Руды этих (и ряда других) месторождений по составу все еще преимущественно сплошные колчеданные. Главные их составляющие — цинк и свинец, в заметных количествах присутствует медь, а на месторождении Маунт-Айза выделяются даже существенно медные залежи, в связи с чем многие исследователи относят его к типу медистых песчанников и сланцев. В то же время месторождения Ридж и Кулей — первые представители свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах [Матиас, Кларк, 1980].

Эволюция рудных свинцов Маунт-Айза также протекала в рамках одностадийной модели [Доу, Стейси, 1977]. Сера месторождения, хотя и имеет широкий разброс изотопного состава, значительно обогащена тяжелым изотопом и полностью находится в области положительных значений δS^{34} (от 13 до 31‰), что позволяет предполагать ее источником сульфаты вод бассейна осадконакопления и замкнутый характер системы [В.Гриненко, Л.Гриненко, 1974]. Большинство исследователей относят эти месторождения к гидротермально-осадочному типу.

В раннем протерозое появляются и первые месторождения типа медистых песчанников и сланцев — одна из ветвей дифференциации СПМ; их типичный представитель — Удоканское месторождение, неоднократно описанное в литературе. Хотя породы рудоносной удоканской серии в настоящее время имеют серую окраску, по целому ряду признаков в них опознаются метаморфизованные представители меденосных аридных пестро-красноцветных формаций. Горизонты меденосных мелкозернистых песчанников, алевролитов и аргиллитов относятся здесь к дельтовым образованиям. Оруденение представлено вкрапленностью, линзовидными выделениями и прожилками пирита, магнетита, халькопирита, борнита, халькозина и развивающимися по ним в зоне окисления вторичными минералами. В качестве редкой примеси отмечаются сфалерит, галенит, самородное серебро. Время накопления осадков удоканской серии, по данным урано-свинцового метода, укладывается в интервал 1800—2100 млн. лет [Войткевич, Лебедев, 1975]. Изотопный состав серы сульфидов месторождения характеризуется широким диапазоном вариаций δS^{34} (от +13 до -22‰), при обогащении легким изотопом, что указывает на происхождение серы в результате биогенной сульфатредукции в условиях открытой системы [В.Гриненко, Л.Гриненко, 1974].

В позднем протерозое значительно возрастает роль стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах, формировавшихся преимущественно в пределах перикратонных прогибов платформ (месторождение Сардана в Якутии) и миогеосинклиналей (месторождения канадской части Скалистых гор) и тяготеющих к верхним частям разрезов морских терригенно-карбонатных формаций. Образование свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах, связанных с эвапоритами, завершает эволюционный (филогенетический) ряд СПМ. Древнейшие представители этого типа руд, по-видимому, — месторождения района Балмат-Эдуардс в Канаде. Сфалерит-пирит-галенитовые руды района представляют собой пластовые тела, залегающие среди обогащенных углеродистым веществом мраморов серии Гренвилл, содержащих линзы ангидритов и гипсов, пласты кварцитовидных пород, сланцев и гнейсов [Ли, Дилл, 1972]. Рудные минералы распределены во вмещающих метаморфизованных карбонатных породах в виде гнезд, вкраплений и прожилков. Свинец месторождения Балмат, по-видимому, сформировался в одну стадию и характеризуется изохронными модельными значениями возраста около 1090 млн. лет [Доу и др., 1979]. Сера сульфидов обладает умеренным разбросом δS^{34} в области положительных значений (от 9,9 до 16,3‰) по Д.С.Браун, цитируется по В.И.Виноградову [1980]; ее утяжеленный состав

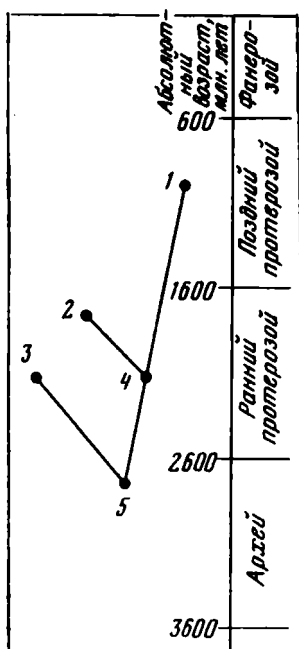


Рис. 1.

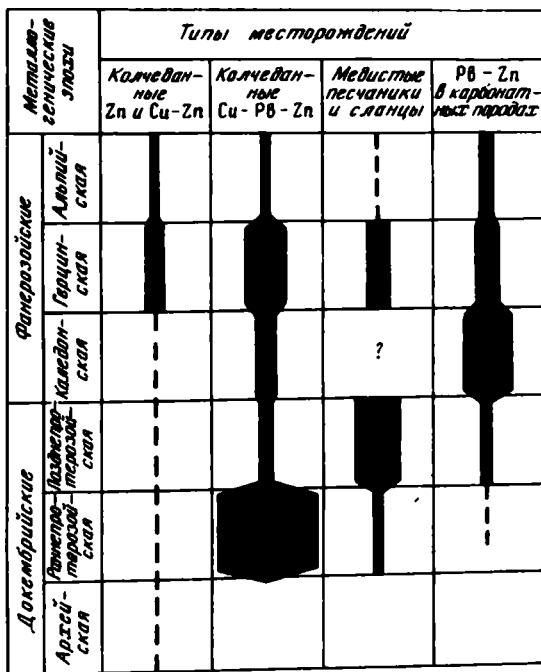


Рис. 2.

Рис. 1. Эволюционный (филогенетический) ряд стратиформных месторождений цинка, меди и свинца

Рис. 2. Схема формирования разнотипных стратиформных полиметаллических месторождений. Ширина полос соответствует интенсивности рудообразования

Типы месторождений: 1 – свинца–цинка в карбонатных породах (Балмат), 2 – медистых песчаников и сланцев (Удокан), 3 – колчеданные свинцово-цинковые (Брокен-Хилл), 4 – колчеданные медно-свинцово-цинковые (Оутокумпу, Маунт-Айза), 5 – колчеданные цинковые и медно-цинковые

свидетельствует о морском сульфатном источнике и доминировании при бактериальной сульфатредукции условий закрытой системы; возможно, в какой-то мере сказался также метаморфизм отложений. Предполагается сингенетическая природа сульфидов и последующий их метаморфизм [Ли, Дилл, 1972]. Таким образом, полный эволюционный ряд главных типов СПМ образовался уже в докембрии (рис. 1).

Главная причина существования отмеченной последовательности возникновения типов СПМ – эволюция породообразования в истории Земли. Формирование в архее первого типа месторождений (колчеданных медно-цинковых), тесно связанных с вулканогенными толщами зеленокаменных поясов, было обусловлено существованием маломощной земной коры, повышенными значениями давления температуры в ее пределах, доминирующим влиянием мантийных продуктов, крайне ограниченным развитием (или отсутствием) карбонатных пород. Здесь мы имеем дело с прообразом режимов, соответствующих начальным этапам развития эвгеосинклиналей последующих эпох. Дифференциация колчеданного стратиформного оруденения на типы руд, залегающих в вулканогенно-терригенно-сланцевых и вулканогенно-карбонатно-черносланцевых толщах (колчеданные полиметаллические и свинцово-цинковые), а также появление прожилково-вкрапленно-

го оруденения в терригенных и карбонатных породах были связаны с последующим значительным увеличением мощности земной коры и особенно ее "гранитно-метаморфического" слоя, со значительно более широким развитием дифференцированных вулканогенных образований, усложнением фациальных обстановок и усилением контрастности их сочетаний, резко возросшей ролью органического углерода и карбонатных пород. Появление месторождений меди в песчаниках и сланцах и свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах, содержащих эвапориты, увязывается с началом становления аридного типа литогенеза [Страхов, 1963; П.Саакян, В.Саакян, 1968]. Более подробно связи и причины формирования установленного эволюционного ряда СПМ еще предстоит исследовать.

Генеральные тенденции эволюции стратиформного полиметаллического оруденения наглядно проступают и при анализе интенсивности формирования разнотипных месторождений¹ (рис. 2): максимумы развития колчеданно-полиметаллических представителей, медистых песчаников и сланцев, свинцово-цинковых объектов в карбонатных породах последовательно во времени сменяют друг друга на протяжении протерозоя. Исключение составляют медно-цинк-колчеданные месторождения, наиболее характерные для герцинского цикла.

Особенности докембрийского филогенетического ряда дифференциации стратиформного полиметаллического оруденения затем повторяются в фанерозойских металлогенических эпохах. Колчеданные медно-цинковые месторождения фанерозоя продолжают тяготеть ко времени и месту проявления начального базальтоидного вулканизма эвгеосинклинальных зон. Колчеданно-полиметаллические (медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые) месторождения образуются в смежных структурно-формационных зонах в последующий этап, характеризующийся часто накоплением карбонатно-терригенных, в том числе углеродистых толщ в геосинклинальных областях и примыкающих участках платформ. Месторождения медистых песчаников и сланцев в терригенных породах и свинцово-цинковые в карбонатных толщах обычно связаны с этапами завершения формирования геосинклинально-складчатых систем, их стабилизацией и размещаются в краевых зонах геосинклиналей, в породах чехла платформ и массивов предшествующей консолидации. Формирование стратиформных свинцово-цинковых месторождений зачастую связано с процессами тектоно-магматической активизации.

В интенсивности проявления колчеданных типов руд имеются два максимума, приходящихся на раннепротерозойскую и герцинскую металлогенические эпохи, которые были отмечены А.И.Кривцовым, И.З.Самоновым и П.Я.Шабаршовым [1978]. Эти эпохи совпадают с максимумами проявления вулканизма в истории Земли. Наиболее продуктивной на руды медистых песчаников и сланцев была позднепротерозойская эпоха; к началу альпийского цикла месторождения данного типа практически исчезают. "Окно" в каледонском цикле, скорее всего, обусловлено слабой изученностью промышленной значимости медистых образований этой эпохи. Восполнением этого пробела могут оказаться средне-позднекембрийские медистые песчаники и сланцы Сибирской платформы и, в частности, Приангарского меденосного бассейна Сибири [Мирошников и др., 1981].

Обращает на себя внимание резкое снижение роли стратиформных полиметаллических месторождений во второй половине альпийского этапа за счет возрастания значимости типичных эндогенных месторождений.

Достаточно четко необратимые изменения условий формирования СПМ

¹ При составлении схемы использованы данные Е.И.Филатова и Е.П.Ширай [1979].

в истории Земли проявляются в эволюции изотопного состава свинца и серы руд. Все древние, а также некоторые самые ранние колчеданные месторождения фанерозойских металлогенических эпох (например, Куроко в Японии) имеют нормальный свинец одностадийной эволюции. Более поздние месторождения характеризуются свинцом, обогащенным радиогенной составляющей и отличающимся многостадийной эволюцией состава. На месторождениях докембрийского эволюционного этапа с течением времени возрастала гетерогенность изотопного состава серы, причем первое резкое усложнение произошло уже в протерозое с появлением сульфатредуцирующих бактерий. Подобные тенденции фиксируются неоднократно на колчеданных месторождениях эвгеосинклинальных зон более молодых тектономагматических циклов: изотопный состав серы сульфидов месторождений, образовавшихся на ранних стадиях развития, нередко близок к метеоритному стандарту, что свидетельствует о глубинном источнике серы. Какие-либо направленные изменения изотопного состава серы сульфидов на протяжении фанерозоя не выявлены. Данные об изотопном составе свинца и серы свидетельствуют о ведущей роли мантийного источника руд только в образовании ранних докембрийских стратиформных полиметаллических месторождений и части месторождений ранних этапов развития эвгеосинклиналей фанерозоя. С течением времени роль коровых (эндогенных и экзогенных) источников материала в ходе рудообразования возрастала и становилась решающей.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что спектр фациальных обстановок рудного сульфидонакопления, сложившийся к концу позднего докембрия, не претерпел сколько-нибудь значительных изменений в фанерозое. Уже в докембрии стратиформные руды формировались как в непосредственной близости от вулканических построек (преимущественно среди фаций околовулканного пояса), так и на значительном удалении от них, в окраинных и центральных районах морских бассейнов и океанов, в широком диапазоне глубин (от мелководья до умеренных и больших), отчетливо тяготея к локальным углублениям дна, седиментационным "ловушкам". Не произошло существенных изменений и в наборе рудоносных породных ассоциаций. С протерозойского по альпийский цикл прослеживается рудная триада: полиметаллические руды—окисные железные руды—карбонатные и окисные руды марганца; ее становление во все эпохи контролировалось латеральными изменениями окислительно-восстановительного потенциала. Оставались, по-видимому, без существенных изменений условия появления пирротина на месторождениях и особенности формирования ведущих рудных минеральных ассоциаций, хотя состав последних несколько усложнился на фанерозойском этапе.

ЛИТЕРАТУРА

Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охалкин Н.А., Прохоров В.Г. Формация стратиформных колчеданных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских черносланцевых толщах Сибири. — В кн.: Геология рудных месторождений Красноярского края. Новосибирск, 1977, с. 19—23. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 257).

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Войткевич Г.В., Лебедево Г.И. Полезные

ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 232 с.

Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Некоторые черты эволюции эндогенного рудообразования в истории развития земной коры континентов. — Геология руд. месторождений, 1980, № 2, с. 67—75.

Горжевский Д.И., Ручкин Г.В. Об эволюции колчеданного и свинцово-цинкового оруденения в докембрии. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 197—205.

- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
- Гриненко Л.Н., Гриненко В.А.* Источники серы в докембрийских породах и рудах. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 124—131.
- Джонсон И., Клингер Г.* Брокен-Хилл. — В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980, т. 1, с. 293—315.
- Домарев В.С.* Рудные формации как историко-геологические образования. — Геология руд. месторождений, 1968, № 4, с. 17—28.
- Доу Б.Р., Стейси Дж.С.* Обзор исследований по применению изотопов свинца для решения проблем происхождения руд и оценки возможности поисков рудных месторождений. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 11—57.
- Доу Б.Р., Зартман Р.Е., Стейси Дж.С.* Общая теория плюмботектоники. М.: Наука, 1979. 48 с.
- Кривцов А.И., Самонов И.З., Шабаршов П.Я.* О продуктивности различных металлогенических эпох для колчеданного оруднения. — Геология руд. месторождений, 1978, № 1, с. 94—102.
- Ли Э.Р., Дилл Д.Б.* Цинковые месторождения района Балмат—Эдуардс, штат Нью-Йорк. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, т. 1, с. 423—453.
- Мэтивс Б., Кларк Дж.* Маунт-Айза (месторождения Айза-Майн и Хилтон-Майн). — В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980, т. 1, с. 261—292.
- Мирошников А.Е., Лайкевич С.С., Шкляр Г.К.* Приангарский меденосный бассейн. М.: Недра, 1981. 150 с.
- Рунджест Д.В.* Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. Основные проблемы геологии. М.: Недра, 1969, с. 303—332.
- Свакян П.С., Свакян В.М.* Изменение состава руд осадочных сульфидных месторождений в зависимости от необратимой эволюции геологической среды. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968, с. 133—139.
- Смирнов В.М.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
- Тугаринов А.И.* Эволюция рудообразования в истории Земли. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1977, № 5, с. 57.
- Уотсон Дж.* Рудная минерализация в архейских провинциях. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 443—454.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П.* Эволюция свинцового и медного рудообразования во времени. — Геология руд. месторождений, 1979, № 4, с. 58—65.
- Lusk J., Campbell F.A., Krouse H.R.* Application of sphalerite geobarometry and sulfur isotope geothermometry to ores of the Quemont Mine, Noranda, Quebec. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 6, p. 1070—1083.

УДК 553.067.9:551.461.8

Е.Г. Гурвич, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын

ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ДНЕ ОКЕАНА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Обычно гидротермальными процессами называют процессы, связанные с водными растворами (гидротермами), возникающими при остывании и затвердевании магмы, внедрившейся в земную кору на глубине. Глубинность гидротерм обеспечивает ограниченный доступ воды и возможность концентрирования выщелоченных элементов.

В океане внедрение магмы идет в океанскую воду, весь процесс происходит, таким образом, в условиях огромного избытка воды. Только в глубоких трещинах и в местах тектонического дробления коры количества воды ограничены и возможно образование концентрированных

растворов, которые дают характерные гидротермальные образования. Поэтому долгое время считалось, что гидротермальный процесс на дне океана не может привести к возникновению сколько-нибудь крупных скоплений элементов, что главным процессом является рассеяние элементов, перешедших в воду при горячем контакте вода—базальт.

Для континентального блока земной коры характерны разнообразные типы магм, дающих гидротермальные образования. Среди последних особенно разнообразные месторождения связаны с гранитами. В океане источником гидротермального материала на всех этапах и во всех частях океанов являются только базальты ложа океанов. Все породы ложа океанов и океанские острова — производные базальтовой магмы, и все гидротермальные проявления в пределах распространения коры океанского типа связаны только с базальтами. Пока нет никаких доказательств гидротермальных процессов, связанных с породами третьего слоя (ультрабазитами) или с породами мантии.

Имеющиеся в настоящее время материалы о гидротермальных процессах в океане и богатейшая информация о гидротермальных и гидротермально-осадочных образованиях офиолитовых комплексов, которые отождествляются с древними океанскими корами, привели к коренной ломке представлений о металлогении океанского дна.

Основная область океана, в которой развивается гидротермальное рудообразование, — единая океанская рифтовая система. Интенсивность вулканизма рифтовой зоны океана, а следовательно, и гидротермальной деятельности примерно на порядок превышает интенсивность вулканизма других крупнейших структурных элементов Земли. По расчетам Г.П. Авдейко [1980] в срединные океанские хребты ежегодно изливается более $1 \cdot 10^{10}$ т. лав, а внутриплитный океанский вулканизм дает $1 \cdot 10^9$ т/год. Наземные вулканы, по Е.К. Мархинину [1967], поставляют около $3 \cdot 10^9$ т лав, а вулканизм украинских морей, расположенных в тылу островных дуг, — $0,5-1 \cdot 10^9$ т лав в год.

Общая производительность всех подводных вулканических областей составляет не менее $1,3 \cdot 10^{10}$ т, что примерно в 4 раза превосходит "производительность" наземных вулканов островных дуг и внутренних частей континентов, причем доминирующая роль принадлежит вулканизму срединных хребтов. Именно здесь разогретая до $1000-1200^\circ\text{C}$ базальтовая лава встречается с придонной водой океана, т.е. здесь можно ожидать широкого развития гидротермальных процессов. Контакт вода—горячий базальт происходит во всем мощном слое базальтов, так как вода проникает по трещинам на сотни и тысячи метров, а высокая температура базальтовой толщи сохраняется несколько миллионов лет (термоградиентные определения выявляют поступление тепла из океанской коры возрастом до 10—15 млн. лет).

По мере миграции гидротермального рудоносного раствора с изменениями физико-химических условий в океанской коре и на поверхности дна формируется широкий спектр гидротермальных и гидротермально-осадочных образований. Устанавливается пространственная и генетическая связь гидротермально-осадочных образований, обогащенных окисными минеральными формами железа и марганца и целым рядом малых элементов (металлоносные осадки), с сульфидными рудами второго и верхней части третьего слоя коры [Fryer, Hutchinson, 1976]. Эту генетически единую совокупность гидротермальных и гидротермально-осадочных образований нужно рассматривать как единую гидротермальную формацию спредингового хребта.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ

В пределах развития океанской коры в океане удается выделить следующие классы гидротермальных и гидротермально-осадочных образований:

- 1) сульфидные образования в толще океанской коры;
- 2) сульфидные массивные тела на поверхности океанского дна;
- 3) железо-марганцевые гидротермальные корки;
- 4) гидротермально-осадочные металлоносные образования (металлоносные осадки) морей и открытого океана.

Сульфидные образования в толще океанской коры. Наряду с магматическими сульфидами в породах океанской коры широким распространением пользуются вкрапленная и жильная гидротермальная сульфидная минерализация. Наиболее широко распространенные рудные минералы — сульфиды железа и меди (пирит и халькопирит) [Батурин, 1971; Розанова, Батурин, 1976; Смирнов и др., 1975; Фролова и др., 1979; Bonatti et al., 1976b; MacRae et al., 1977; Schrader, Furbish, 1980]. Другие материалы (Co, Ni, Pb, Zn, Mn) практически не фиксируются в этих образованиях. В жильных выделениях в ассоциации с сульфидами присутствуют вторичные минералы зеленосланцевой фации метаморфизма. Температура образования данного типа минерализации около 200–400°С. По изотопному составу серы сульфидов [Гриненко и др., 1978] можно заключить, что в формировании сульфидов принимала участие океанская вода. Гидротермальные сульфиды по сравнению с существующими совместно с ними магматическими сульфидами резко обеднены Ni и Co. Это косвенно указывает на разные условия мобилизации рудных элементов при магматическом и гидротермальном процессах.

Сульфидные массивные тела на поверхности океанского дна. При погружениях подводных аппаратов в рифтовую зону Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с.ш. были встречены массивные сульфидные тела, по составу существенно отличающиеся от вкрапленных и жильных образований океанской коры. Каждое индивидуальное тело, генетически связанное с горячими гидротермальными струями с температурой до 380 ± 30°С, представляет собой достаточно крупное базальное образование размером до 15–20 м в диаметре, над которым возвышается постройка типа конуса или термитника высотой 1–5 м. Такие тела сложены пиритом, сфалеритом, реже халькопиритом, вюрцитом, марказитом, аморфным кремнеземом и гидроокислами железа. В небольшом количестве присутствуют сульфаты меди, железа и цинка, а также барит, гипс, ярозит, нонтронит и мусковит [Francheteau et al., 1979; Hekinian et al., 1980; Rise Project Group, 1980]. Гидротермальные образования обогащены свинцом, кадмием, серебром, золотом и платиной. Кобальт и марганец практически не накапливаются, а выносятся за пределы областей формирования гидротермальных тел.

Изучение изотопного состава серы сульфидов рассматриваемых тел показало, во-первых, что источником по крайней мере части серы была океанская вода и, во-вторых, что при формировании твердых фаз отсутствовало фракционирование изотопов между различными сульфидными фазами (разница между изотопным составом серы пирита и сфалерита ничтожно мала — менее 0,3‰). Последнее является результатом резкого "сброса" сульфидов во фронтальной зоне между сильно различающимися по физико-химическим параметрам гидротермальными растворами и океанскими водами.

Такие массивные сульфидные руды могут быть одним из типичных

рудных гидротермальных образований океанского дна, формирующихся в месте встречи поднимающихся из океанской коры гидротермальных растворов и океанских вод. Не исключено, что подобные образования могут присутствовать и в поверхностных слоях океанской коры, если геохимический барьер находится ниже уровня дна.

Железо-марганцевые гидротермальные корки широко распространены в рифтовой зоне океана. Они покрывают базальты, осадочные породы и осадки. Пространственно такие корки приурочены к выходам из океанской коры низкодебитных низкотемпературных (не более 20°C) гидротермальных растворов. Выделены две группы гидротермальных железо-марганцевых корок: 1) достаточно тонкие (миллиметры), покрывающие базальты фундамента; 2) более мощные (несколько сантиметров) корки, в которых в ассоциации с окислами и гидроокислами железа и марганца присутствуют железосодержащие силикаты (нонтронит). Отличительная особенность геологического положения выделенных образований заключается в том, что первые залегают непосредственно на базальтах, а под вторыми, как правило, присутствуют осадки небольшой мощности.

Гидротермальные корки первой группы, встречающиеся в пределах рифтовых хребтов, характеризующихся малыми скоростями спрединга (хребты Атлантического и Индийского океанов), сложены преимущественно окислами марганца [Scott et al., 1974; Rona, 1976; Cann et al., 1977; Hoffert et al., 1978; Temple et al., 1979] и имеют исключительно низкое содержание малых элементов. В отличие от них корки Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуются значительной вариабельностью величины Fe/Mn и содержания малых элементов, поставляемых гидротермальными растворами (в некоторых корках, по нашим данным, отношение Fe/Mn превышает 2). В некоторых корках количество цинка, бария, сурьмы и других элементов значительно превосходит их концентрации даже в пелагических железо-марганцевых конкрециях.

Важно отметить, что в гидротермальных корках по сравнению с обычными пелагическими конкрециями значительно повышено содержание серы [Keays, Scott, 1976].

Корки второй группы обнаружены в области Галапагосского рифта. Гидротермальные постройки приурочены к областям достаточно интенсивных тектонических нарушений океанической коры, имеющие возраст 0,5–0,9 млн. лет [Corliss et al., 1978; Williams et al., 1979; Hoffert et al., 1981]. Они представляют собой одиночные холмы высотой до 15–20 м и диаметром до 50 м и располагаются в виде цепочек, вытянутых вдоль оси рифта. В плане эти постройки либо круглые, либо вытянутые вдоль простирания цепочек. Иногда, сливаясь, они формируют валы до 100–200 м длиной. Эти гидротермальные тела покрыты марганцевой коркой, состоящей целиком из хорошо окристаллизованных тодорокита и бирнесита и перекрывающей слой хорошо окристаллизованного, обедненного алюминием нонтронита зеленого или ярко-желтого цвета. Полагают, что при миграции низкотемпературного гидротермального раствора через уже сформированный осадок по зонам дробления происходит разделение железа и марганца. В слабо восстановительных условиях в толще осадков образуется нонтронит. В окислительных условиях области смешения гидротермальных растворов с придонными водами осаждение нонтронита не происходит, и на поверхности дна накапливаются окислы и гидроокислы железа и марганца. Часто разделение железа и марганца при последовательном выпадении из гидротермального раствора нонтронита и железо-марганцевых образований бывает настолько полным, что верхние корки слагаются чисто марганцевыми минералами.

По-видимому, эти гидротермальные образования могут образовываться только в гумидных зонах океана, в которых базальтовый фундамент перекрывается осадочным чехлом раньше, чем он выходит из тектонически активной части спредингового хребта. В противном случае осадочный чехол представляет собой экран для циркуляционной гидротермальной системы.

Гидротермально-осадочные металлоносные образования открытого океана. Кроме рудных тел гидротермального происхождения, в непосредственной близости от осевых зон спрединговых хребтов встречены осадки, резко отличающиеся по составу от "нормальных" пелагических осадочных образований. Основная отличительная их особенность — обогащенность железом, марганцем и рядом малых элементов и обедненность алюминием. В литературе они получили название металлоносных осадков. Металлоносные осадки приурочены к активным хребтам, областям спрединга и к областям высоких значений теплового потока. Это является косвенным указанием на то, что аномальность состава металлоносных осадков связана с дополнительными привносом целого ряда химических элементов из океанской коры гидротермальными растворами.

Участие эндогенного материала в формировании металлоносных осадков подтверждается и данными по изотопному составу некоторых элементов. По проведенным расчетам 97% стронция металлоносных осадков извлечено из морской воды, остальные 3% имеют, по-видимому, мантийное происхождение [Dasch et al., 1971]. Материалы по изотопному составу серы в металлоносных осадках в целом показали, что полученные значения δS^{34} близки к изотопному составу сульфата морской воды [Dymond et al., 1973]. Однако в некоторых образцах обнаружено "облегчение" изотопного состава серы, которое, возможно, указывает на некоторое дополнительное поступление элемента из эндогенного источника. Сходно соотношение изотопов свинца в металлоносных осадках и базальтах срединных хребтов [Bender et al., 1971; Dasch et al., 1971; Dymond et al., 1973]. Большинство определений изотопного состава урана в металлоносных осадках [Лисицын и др., 1976; Veeh, Boström, 1971; Bender et al., 1971; Boström, 1973] указывает на его идентичность составу урана в океанской воде; однако обнаруженные отдельные аномалии исследователи связывают с влиянием гидротермальных растворов [Rydell, Bonatti, 1973; Rydell et al., 1974; Piper et al., 1975]. Все эти материалы достаточно убедительны для того, чтобы доказать, что металлоносные осадки образуются при участии материала, поставляемого из океанской коры гидротермальными растворами.

Для обнаружения этих аномальных по составу осадочных образований применяются разные индикаторы, которые показывают избыток рудных компонентов относительно концентрации в "нормальных" пелагических илах. В частности, для выделения металлоносных осадков в южной части Атлантического океана использован модуль $Fe/(Al+Fe+Mn)$, величины которого выше 0,5 никогда не встречаются вдали от оси спредингового хребта [Boström, 1973]. Подобный характер изменений величин показывают также модули $Mn/(Al+Fe+Mn)$ и Fe/Ti и обратный — $Al/(Al+Fe+Mn)$.

Н.М. Страхов [1976] предложил использовать для выделения металлоносных осадков модуль $(Fe+Mn)/Ti$, показав, что при "нормальном" осадочном процессе величина этого модуля нигде не превышает 25, а при величинах модуля, превышающей 25, существует дополнительный привнос рудных компонентов гидротермальными растворами.

Детальное исследование состава металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана и центральной части Индийского показало, что они

представляют собой "нормальные" пелагические илы, в которых в том или ином количестве присутствует дополнительное рудное вещество, представленное главным образом гидроокислами железа и, возможно, марганца [Лисицын и др., 1976; Богданов и др., 1979а; Мигдисов и др., 1979]. Поэтому для выделения металлоносных осадков может быть использовано повышенное содержание этих рудных элементов. Нами граница распространения металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана проводилась по содержанию железа, превышающему 10% в абиогенной части (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество), т.е. по заведомо более высокому его содержанию по сравнению с "нормальными" пелагическими илами [Лисицын и др., 1976]. Эти методы достаточно условны. Эндогенное рудное вещество может присутствовать в незначительных количествах и за пределами контуров распространения металлоносных осадков, установленных по перечисленным выше геохимическим показателям. Однако уверенно можно утверждать, что в пределах всех этих контуров осадки заведомо обогащены (часто очень значительно) рудными компонентами, представляемыми из дополнительных относительно "нормальных" пелагических илов источников.

В юго-восточной части Тихого океана были проведены два рейса нис "Дмитрий Менделеев", специально посвященные изучению металлоносных осадков [Геолого-геофизические исследования . . ., 1976; Металлоносные осадки . . ., 1979]. Наблюдается тесная приуроченность осадков, обогащенных рудными элементами, к осевой зоне срединного хребта, к области наращивания океанской коры.

Общая площадь, занимаемая в юго-восточной части Тихого океана металлоносными осадками (в пределах контура 10% Fe на бескарбонатно-бескремнистое вещество), составляет 10 млн. км² [Лисицын и др., 1976; Богданов и др., 1979б].

А.П. Лисицын и другие исследователи [1976] установили, что ширина области распространения металлоносных осадков, протягивающейся по направлению простирания срединного хребта, находится в прямой зависимости от скорости наращивания океанской коры (спрединга).

Все металлоносные осадки состоят из двух основных компонентов: обычного пелагического осадочного материала и "рудного" вещества. Первый из них на океанском дне накапливается в соответствии с циркумконтинентальной, широтной и вертикальной зональностями, а поступление "рудного" вещества, как правило, связано с магматически активными зонами океана (тектоническая зональность).

Главный рудный компонент абиогенной части осадка представлен коллоидными сульфатами и глинистыми кремнисто-железистыми агрегатами. Железосодержащим минералом этих агрегатов является гетит с размерами элементарных частиц 140—300 Å [Багин и др., 1975]. Присутствие в металлоносных осадках вместе с гетитом нонтронита, который не характерен для нормальных пелагических илов, может указывать на их генетическую связь.

Второй основной элемент рудного вещества металлоносных осадков — марганец. По данным фазового химического анализа, более 90% его приходится на долю окисных и гидроокисных (растворимых) форм и очень незначительная часть марганца присутствует в осадках в "силикатной" форме. В осадках депрессии Бауэр свободная форма марганца идентифицирована как δMnO_2 и тодорокит [Dymond et al., 1973].

В юго-восточной части Тихого океана выделено несколько литологических типов металлоносных осадков, каждый из которых характерен для определенных структурных зон океана: а) карбонатные, б) бескарбо-

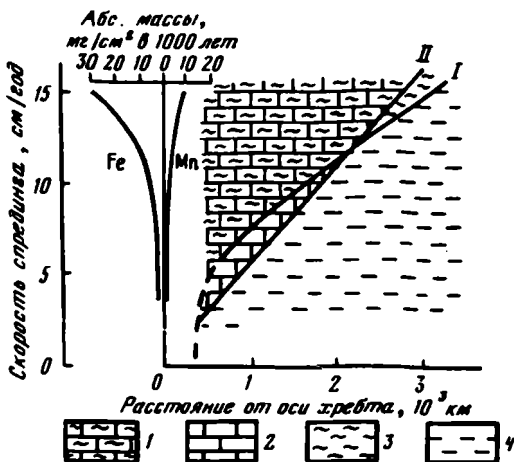


Рис. 1. Модель формирования металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия (по Ю.А. Богданову [1981])
 I — ширина зоны распространения металлоносных осадков вдоль склона (по А.П. Лисицыну и др. [1976]); II — положение критической глубины карбонатонакопления относительно оси хребта в зоне распространения металлоносных осадков (рассчитано по О.Г. Сорохтину [1974]); 1 — карбонатные металлоносные осадки; 2 — карбонатные пелагические осадки; 3 — бескарбонатные металлоносные осадки; 4 — бескарбонатные пелагические осадки

натные, в) грубообломочные эдафогенные отложения с металлоносным цементом, г) турбидиты. Из этого перечисления видно, что обогащение рудным компонентом может происходить в разных фациальных типах океанских осадков. Соотношение основных двух литологических типов металлоносных осадков (карбонатных и бескарбонатных разностей) определяется положением критической глубины карбонатонакопления.

Выше отмечалось, что от скорости расширения хребта зависит ширина зоны распространения металлоносных осадков. Можно определить также, при каких геодинамических условиях срединного хребта и на каком расстоянии от его оси карбонатные металлоносные осадки сменяются бескарбонатными разностями. Для этих целей были использованы модельные расчеты изменения глубины океана по мере движения литосферных плит от осевой зоны спредингового хребта [Сорохтин, 1974]:

$$\Delta h = 0,11 \sqrt{x/Vt},$$

где Δh — переход уровней поверхностного рельефа срединно-океанического хребта между его гребнем и любой точкой склона (в км), x — расстояние от гребня хребта по нормали к оси (в км), V — скорость смещения литосферной плиты от рифтовой долины (в см/год).

Осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия почти на всем протяжении оконтурена изобатой 3000 м [Живаго, 1979]. Средняя глубина гребня может быть оценена в 2700 м. Критическая глубина современного карбонатонакопления в области распространения исследованных металлоносных осадков (южная аридная зона Тихого океана) равна в среднем 4200 м [Лисицын и др., 1976]. Следовательно, нам необходимо определить, на каком расстоянии от осевой зоны хребта при разных значениях скорости спрединга поверхность литосферной плиты достигнет глубины 4200 м ($\Delta h = 1,5$ км). Результаты расчетов нанесены на график (рис. 1), из кото-

Таблица 1

Средний химический состав металлоносных осадков юго-восточной части и красных глубоководных глин южной котловины Тихого океана

Элемент	Металлоносные осадки (в пересчете на бескарбонатное вещество) *	Красные глубоководные глины Южной котловины**	Элемент	Металлоносные осадки (в пересчете на бескарбонатное вещество) *	Красные глубоководные глины Южной котловины**
Si	16,19(111)	21,17	Sb	12(96)	2,5
Ti	0,1(96)	0,53	U	3,8(46)	1,3
Al	3,32(259)	8,1	Th	4,7(87)	12
Fe	16,86(259)	6	Zr	456(135)	174
Mn	5,07(259)	1,5	Hf	6,3(94)	5
V	428(135)	126	Ga	8(56)	18
Cr	29(48)	40	Sc	26(85)	27
Ni	826(230)	412	La	156(96)	45,6
Co	218(230)	185	Ce	155(96)	145,2
Cu	1041(230)	307	Sm	29(87)	14,5
Pb	155(96)	66	Eu	7,7(95)	4
Zn	411(230)	238	Ba	9570(96)	1400
Sn	1(27)	3,6	Li	32(135)	45
Mo	75(27)	5,6	Rb	33(135)	64
			F	1282	650
			B	210(46)	184

* Данные Лаборатории физико-геологических исследований ОИАИ (8-й и 14-й рейсы нис "Дмитрий Менделеев"), а также данные иностранных авторов [Böstrom et al., 1969; Piper, 1973; Dymond, Veeh, 1975; Sayles et al., 1975; Cronan, 1976]. В скобках — количество определений.

** Данные Лаборатории физико-геологических исследований ИОАН. Средние значения для 59 определений.

рого можно видеть, что на современном этапе при низких скоростях спрединга в пределах срединного хребта в зонах, где происходит карбонатонакопление, могут накапливаться только карбонатные металлоносные осадки. Вдоль высокоскоростных спрединговых хребтов у их подножий могут образовываться также бескарбонатные разности.

Различия в составе металлоносных осадков и "нормальных" пелагических илов особенно убедительно при сопоставлении их химического состава (табл. 1). Как карбонатные разности металлоносных осадков при сопоставлении с пелагическими карбонатными осадками, так и бескарбонатные металлоносные образования в сравнении с красными глубоководными глинами обогащены следующими элементами: Fe, Mn, Cu, Co, Zn, Pb, V, Sb, Cd, U, Zr, TR и обеднены Al, Ti и некоторыми другими элементами-гидролизатами.

Существуют, по-видимому, три основных способа концентрирования химических элементов в металлоносных осадках: 1) накопление их при "нормальном" пелагическом процессе, формирующее "пелагический" фон (часть осадка, не связанная с эндогенным веществом); 2) собственно эндогенная поставка элементов с выносом их из глубинных слоев или из областей горячего контакта базальт—вода гидротермальными растворами; 3) дополнительный перевод элементов из придонной воды в осадки активными соседителями и сорбентами (окисями и гидроокисями железа и марганца), образующимися в придонных водах за счет эндогенного выноса железа и марганца.

Модульные расчеты показывают, что в "эксталяционной" компоненте металлоносных осадков такие элементы, как Fe, Mn, Pb, Zn, возможно Mo, имеют эндогенный источник. В то же время такие элементы, как Cu, Co, Ni, Zr, TR, дополнительно поставляются в осадки в результате соосаждения и сорбции гидроксидными железами и марганца из придонной океанской воды, т.е. неэндогенным путем.

Установленные закономерности распределения и состава металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана, зависящие от геодинамической обстановки спредингового хребта (в частности, скорости спрединга), полностью сохраняются и в других океанах. Это, в частности, подтвердилось при детальных исследованиях, выполненных в Индийском океане в 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев".

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КРАСНОГО МОРЯ (ОТЧЛЕНЕННЫЙ ОТ ОКЕАНА ВОДОЕМ)

В рифтовой долине Красного моря гидротермальные рудные компоненты накапливаются в замкнутых впадинах в виде массивных рудных тел или обогащают отдельные прослои в нормальных красноморских осадках. Осадки рудоносных впадин Красного моря достаточно хорошо исследованы [Бутузова и др., 1980; Hot brines . . ., 1969; Bäckér, Richter, 1976; Hackett, Bischoff, 1973; Bignell, 1978; Bignell et al., 1976; Cronan, 1980]. Их изучали в нескольких экспедициях Института океанологии АН СССР, в том числе в крупной экспедиции "Пикар", проведенной на трех кораблях Института в 1979 г. В настоящее время известно 18 рудоносных впадин: Суакин (восточная котловина), Суакин (западная котловина), Судан, Эрба, Шагара, Альбатрос, Чейн А, Чейн В, Чейн С, Дискавери, Вальдивия, Вандо, Атлантис-II, Тетис, Нереус, Вима, Гипсум, Кебрит. Большинство из них (за исключением впадин Тетис, Вима и Гипсум) заполнены хлоридно-натриевыми рассолами с хлорностью от 73,5‰, во впадине Вандо до 156,5‰, во впадине Атлантис-II (хлорность нормальной воды в Красном море — 22,5‰) и мощностью от 8 м во впадине Шагара до 300 м во впадине Судан. Температура рассолов находится в пределах от 23,3°С во впадине Кебрит до 62,3°С во впадине Атлантис-II [Монин и др., 1980; Bäckér, Schoell, 1972].

Металлоносные осадки Красного моря характеризуются большим разнообразием химического и минерального состава. В некоторых впадинах они сходны по составу с металлоносными осадками юго-восточной части Тихого океана, в некоторых существенно отличаются. В табл. 2 приведены содержания алюминия и величины отношения элемент/алюминий для осадков ряда впадин Красного моря, металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана и фоновых осадков для обоих регионов. Это позволяет сопоставить вклад рудных и нерудных носителей в накопление разных элементов. Для железа и цинка во всех впадинах, кроме Атлантис-II, величины близки к типичным для металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. Что касается марганца, то лишь значения для осадков впадины Шагара и центральной окисной зоны впадины Атлантис-II близки к величине, характеризующей металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. В осадках впадины Атлантис-II содержания железа, цинка, меди, свинца и сурьмы значительно превышают их содержания в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана. Большая роль океанской воды как источника целого ряда химических элементов в металлоносных осадках Тихого океана отчетливо

Таблица 2

Величины отношения элемент/алюминий для осадков впадин Красного моря металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана и нормальных осадков Красного моря и южной котловины Тихого океана*

Элемент	Суэкин (восточная котловина)	Судан	Эрба	Шагара	Альбатрос
Al**	3,75	3,6	2,3	2,3	2,3
Fe	2,8	2,1	7,4	4,6	8,5
Mn	0,51	0,17	0,25	1,7	0,15
Zn	• 360	160	240	190	230
Cu	29	31	140	39	83
Pb	11	7,2	30	24	7
Sb	0,96	1,5	0,63	0,48	7,4
Ni	20	18	50	52	26
Co	8,3	9,2	19	7,8	8,9
Cr	13	20	20	24	18
Sc	1,9	2,8	3	3,3	1,8
La	2,8	4,7	10	5	6,5

* Для элементов, начиная с Zn, величины отношения умножены на 10^4 .

** Для алюминия даны содержания в процентах.

Примечание. AM — аморфно-силикатная зона; SU₂ — верхняя сульфидная зона; SU₁ — нижняя сульфидная зона; CO — центральная окисная зона.

проявляется при их сравнении с красноморскими осадками. Для последних, накапливающихся с высокими скоростями в замкнутых впадинах, роль поставки элементов из морской воды невелика.

Основные минеральные компоненты рудного вещества осадков большинства впадин Красного моря — окисные и гидроокисные минералы железа (гидроокись железа, лимонит, гетит). В осадках центральной окисной зоны (CO) впадины Атлантис-II присутствует значительное количество гематита, а в осадках впадины Тетис велико содержание магнетита.

Сульфидные минералы (пирит, сфалерит, реже халькопирит) присутствуют почти во всех рудоносных впадинах Красного моря, однако в значительных количествах они встречаются в сульфидных зонах (SU₁ и SU₂) осадков впадины Атлантис-II и в осадках впадин Эрба и Гипсум. Именно накоплением сульфидов обусловлены высокие содержания цинка, меди и свинца и, вероятно, сурьмы в составе осадков впадины Атлантис-II. С сульфидами связано и накопление здесь значительной части железа.

Манганит присутствует в осадках большинства впадин Красного моря, однако в значительных количествах он встречается в осадках впадин Тетис, Нерееус, Чейн, Дискавери, Атлантис-II (центральная окисная зона), Шагара.

В осадках большинства впадин встречается кремнистый гель. Особенно велики его содержания во впадине Атлантис-II. Из других минералов кремния встречаются Fe-монтмориллонит (в осадках аморфно-силикатной зоны впадины Атлантис-II) и разнообразные смектиты, также обнаруженные в осадках впадины Атлантис-II. В осадках впадины Тетис встречается шамозит.

В образованиях впадины Атлантис-II присутствуют сульфатные минера-

Атлантис-II				Нормальные осадки Красного моря	Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана	Красные глинобокловодные глины Южной котловины Тихого океана
Зона AM	Зона SU ₂	Зона CO	Зона SU ₁			
1,05	1,56	2,19	1,44	3,5	3,32	8,1
32	17	16	23	1,0	5,1	0,74
0,67	0,56	2,1	1,2	0,12	1,5	0,18
21800	32500	2170	24200	91	120	29
4650	5380	940	7570	20	310	38
460	510	105	490	11	47	8,1
280	140	27	15	0,26	4,3	0,31
31	31	15	14	19	250	51
110	72	14	31	3,8	66	23
17	15	9,1	9,3	15	8,7	4,9
1	1	1,3	0,87	2,4	11	3,3
3	4,9	2,4	2,9	3,8	48	5,6

лы ангидрит и барит. Ангидрит широко распространен в осадках юго-восточной котловины. Здесь даже выделяют сульфидно-окисно-ангидритовую и окисно-ангидритовую зоны осадочной толщи [Bäcker, Richter, 1976]. Ангидрит в небольших количествах также присутствует в осадках впадины Тетис. Барит встречается чаще всего в рассеянном виде.

В осадках впадины Гипсум широко распространен гипс. Этот минерал встречается также в осадках впадин Кебрит и Шагара.

Из карбонатных минералов в осадках впадины Атлантис-II распространены манганосидериты, зачастую образующие прослои. Карбонаты железа (сидерит) встречаются также в осадках впадины Гипсум.

Большой набор минералов в осадках впадин Красного моря обусловлен большим разнообразием фациальных условий осадконакопления. Это разнообразие проявляется в широком диапазоне изменений интенсивности гидротермальной деятельности по простираанию рифта, состава гидротерм, температуры, солёности и мощности рассолов (или их отсутствию).

На примере осадков впадины Атлантис-II, где максимально проявилась гидротермальная деятельность, можно проследить, как при изменении интенсивности последней (она фиксируется количеством накопившегося рудного вещества) меняется накопление некоторых компонентов. В том случае если интенсивность гидротермальной деятельности не слишком высока (что наблюдалось в течение последних 3,6 тыс. лет (рис. 2), в осадках накапливается в основном железо-кремнистый гель. Гидротермальные сульфиды встречаются лишь вблизи выхода гидротерм. При средних для впадины Атлантис-II значениях интенсивности гидротермальной деятельности (имевших место 11,7–8,6 тыс. лет и 5,9–3,6 тыс. лет назад) гидротермальные сульфиды накапливались почти на всей площади дна. При этом толща рассола с высокой плотностью не только препятство-

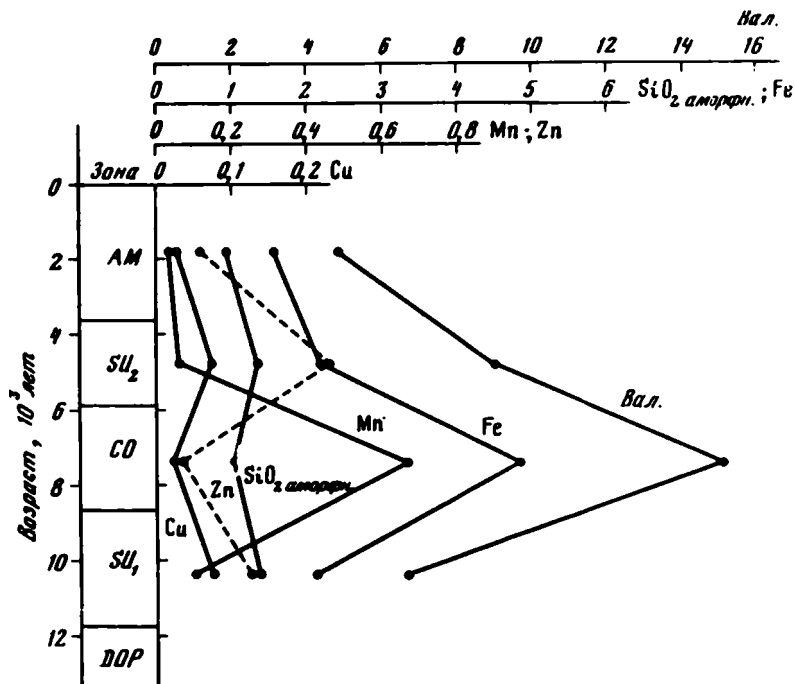


Рис. 2. Эволюция изменения средних скоростей накопления сухого бесслесового вещества осадков (вал.) и отдельных компонентов на дне впадины Атлантик II, тыс. т/год

Зоны: DOP — обломочно-окисно-пиритная, SU₁ — нижняя сульфидная, CO — центральная окисная, SU₂ — верхняя сульфидная, AM — аморфно-силикатная (расчленение осадочной толщи произведено по работе [Bäcker, Richter, 1973])

вала уходу вещества из впадины, но и предохраняла сульфиды от окисления, не допуская попадания значительных количеств растворенного кислорода из нормальной морской воды. При максимальной интенсивности гидротермальной деятельности (8,6–5,9 тыс. лет назад) четкая стратификация рассола, по-видимому, нарушалась, и в результате перемешивания в рассол из морской воды попадал растворенный кислород. Последний окислял не только железо, но и марганец, в результате чего в осадках накапливались окисные и гидроокисные минералы этих элементов (сульфиды накапливались лишь локально). В таких условиях многие элементы, особенно халькофильные, не столь эффективно переводились в осадки (см. рис. 2, табл. 2, зона CO) и, по-видимому, в значительной мере уходили из впадины в вышележащую толщу морской воды.

В других рассолоносных впадинах с менее интенсивным проявлением гидротермальной деятельности минеральный состав осадков формировался в значительной мере в зависимости от состава гидротермальных растворов и характера взаимодействия рассолов с морской водой.

ДРЕВНИЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

В осадочных породах дна океанов при глубоководном бурении и при изучении складчатых поясов, где в результате обдукции отдельные фрагменты древних океанических кор были выведены на поверхность материков (офиолиты), также обнаружены металлоносные осадки.

а) М е т а л л о н о с н ы е о с а д к и д н а о к е а н о в . При бурении океанского дна было обнаружено широкое распространение металлоносных осадков. Их типичное залегание — непосредственно на базальтах ложа океана или в самой нижней части осадочной толщи, близ базальтов (базальный слой). Возраст этих осадков зависит от возраста базальтов ложа и изменяется от плиоценового до раннемелового—позднеюрского.

Металлоносные осадки из кернов бурения имеют следующие общие черты с современными металлоносными осадками, указывающие на сходство их генезиса:

1) обогащение железом и марганцем и целым рядом малых элементов при низком содержании алюминия и титана;

2) в рудной части осадков преобладают гетит, железистый монтмориллонит, гематит, гидроокислы марганца;

3) изотопный состав серы, урана, стронция и кислорода указывает на то, что осаждение рудного вещества происходило в океанской воде при низкой температуре;

4) изотопный состав свинца доказывает образование рудного вещества за счет базальтов;

5) источником редкоземельных элементов является главным образом океанская вода.

Частота встречаемости металлоносных осадков в породах дна океанов убывает в ряду: Тихий, Индийский, Атлантический. В этом же направлении уменьшаются скорости спрединга, значения аномалий теплового потока и интенсивность базальтового и риолито-андезитового вулканизма. В базальных горизонтах, как правило, наблюдается заметное увеличение содержания и абсолютных масс железа, и марганца, и тяготеющих к ним малых элементов и увеличение модулей $(Fe + Mn)/Al$ [Лисицын, 1980; Borch, Rex, 1970; Borch et al., 1971; Boström, 1973; Cronan, 1976, 1980; Bogdanov et al., 1976; Boström et al., 1976; Dymond et al., 1976; и наши данные]. Для иллюстрации сказанного на рис. 3 показано распределение скоростей накопления в осадках марганца на разрезе через Срединно-Атлантический хребет [Boström, 1973]. На рис. 4 изображено распределение модуля $(Fe + Mn)/Al$ на разрезе по нормали к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Второй разрез построен на основании наших данных, полученных при анализе проб из кернов глубоководного бурения.

По данным, приведенным на рис. 3, можно проследить эволюцию скоростей накопления марганца в базальных осадках Срединно-Атлантического хребта за последние 80 млн. лет (см. рис. 3,Б). Выделяются три этапа, для которых характерно накопление марганца, превышающее 1 мг/см^2 в 1000 лет: 1) от 80 до 72 млн. лет назад, 2) от 58 до 9 млн. лет назад, 3) от 7 млн. лет назад и до настоящего времени. Наиболее интенсивным накопление марганца в базальных осадках было во время первого и второго из названных этапов. Здесь его абсолютные массы достигали значений, превышающих 2 мг/см^2 в 1000 лет, а во временном интервале 51—37 млн. лет назад — превышающих 4 мг/см^2 в 1000 лет. Ранее Ю.А. Богданов [1980] на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия показал, что скорости накопления железа и марганца в металлоносных осадках количественно

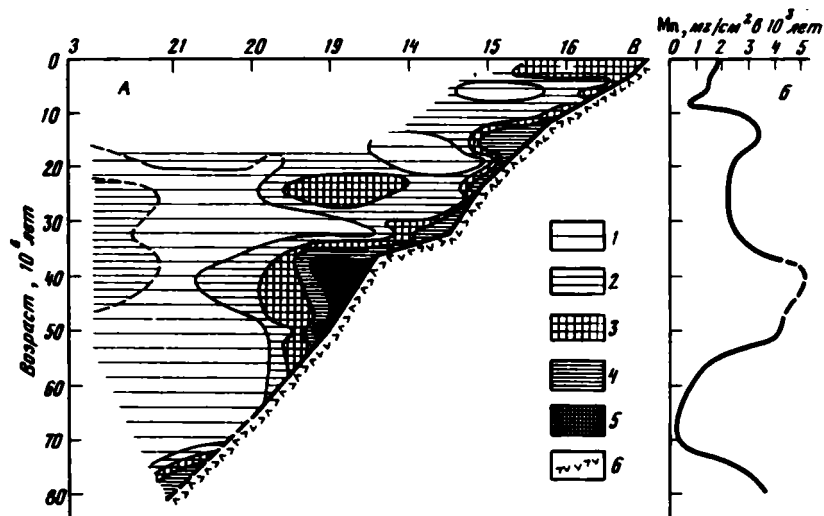


Рис. 3. Эволюция скоростей накопления марганца (в $\text{мг}/\text{см}^2$ в 10^6 лет) в осадках (А) на разрезе по 30° ю.ш. по нормали к Срединно-Атлантическому хребту (ось хребта справа). Построено по данным К. Бострёма [Boström, 1973]. Б — то же, в базальном слое 1 — $< 0,5$; 2 — $0,5-1$; 3 — $1-2$; 4 — $2-4$; 5 — > 4 $\text{мг}/\text{см}^2$ в 1000 лет; 6 — базальты фундамента. Цифры на оси абсцисс — номера станций глубоководного бурения

связаны со скоростью спрединга. Это обусловлено усилением гидротермальной активности в рифтовых зонах и возрастанием гидротермальной поставки элементов в океан при увеличении скорости спрединга.

По данным, приведенным на рис. 4, можно проследить изменения величины модуля $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Al}$ в базальных осадках за последние 40 млн. лет. Наблюдаются три периода с величинами модуля, превышающими 20: 1) 40–36 млн. лет назад, 2) 25–18 млн. лет назад, 3) 14–0 млн. лет назад. В интервалы времени от 25 до 18 и от 18 до 14 млн. лет назад величины модуля составляли 10–20. Максимальные значения модуля приурочены к осадкам с возрастом около 40 и около 20 млн. лет назад и современным, относительные минимумы — к осадкам, образовавшимся около 15 и около 30 млн. лет назад. Ранее для Восточно-Тихоокеанского поднятия К. Бострем [Boström, 1973; Boström et al., 1976] установил связь величины модуля $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Al}$ со скоростью спрединга (см. рис. 4). Установление количественных связей скоростей накопления элементов и величин различных геохимических модулей, отражающих интенсивность гидротермальной деятельности в рифтовых зонах океанов, позволит реконструировать скорости спрединга в геологическом прошлом.

б) Металлоносные образования древних спрединговых хребтов. Такие гидротермальные и гидротермально-осадочные образования встречаются и детально изучены в мезозойских офиолитах о-ва Кипр. По геологическому строению эти офиолитовые комплексы практически тождественны типичной океанической коре. Интрузивный комплекс по составу представляет второй слой океанической коры. Он сложен дунитами, бастит-серпентинитами, энстатит-оливинитами, гарцбургитами, верлитами и оливиновыми габбро с подчиненным количеством анортозитов, пироксенитов и габбро-пегматитов (Wilson, 1959 г; Bear,

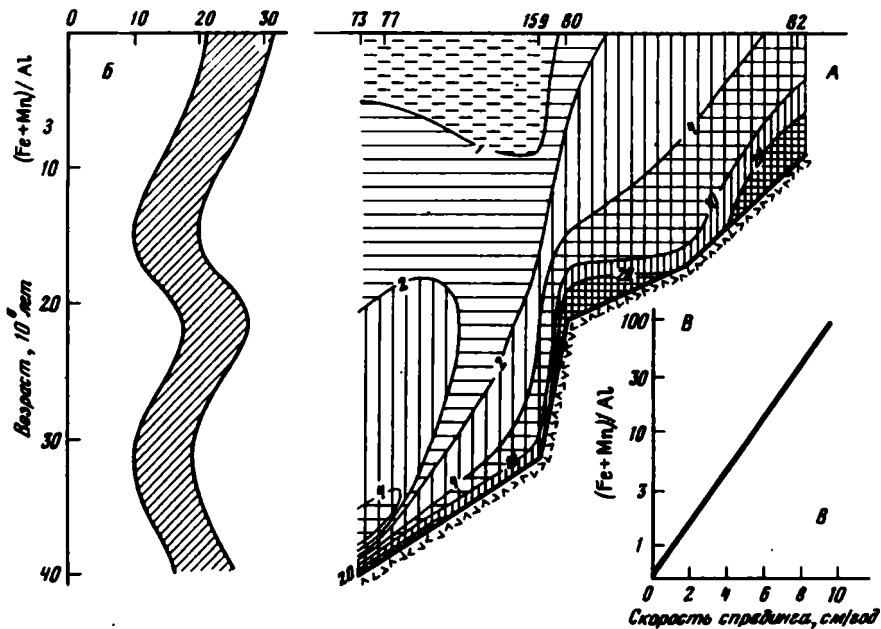


Рис. 4. Эволюция величины модуля $(Fe + Mn)/Al$ в осадочной толще (А) и в осадках базального слоя (Б) на разрезе по нормали к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. В — соотношение между скоростью спрединга и величиной модуля $(Fe + Mn)/Al$ в современных металлоносных осадках осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (по К. Бострому [Boström, 1973])

1965 г; цит. по: G. Constantinou [1976]). Выше залегает дайковый комплекс, контакт которого с нижележащими породами постепенный. Вверх по разрезу этот комплекс сменяется достаточно мощным слоем шаровых лав, которые соответствуют базальтовому фундаменту океанической коры.

Нижние горизонты осадочного слоя представлены бескарбонатными бентонитовыми глинами и радиolarиево-глинистыми сланцами, накопившимися с относительно низкими скоростями [Robertson, 1977]. Базальные слои этих осадочных образований резко обогащены железом и марганцем и рядом малых элементов. Выше залегают карбонатные бентонитовые глины, вулканокластические алевролиты и песчаники. Возраст осадочных образований — ранний кампан—средний маастрихт.

Характер распределения рудных выделений и их состав близки к встреченным в океанической коре. Нижняя часть офиолитового комплекса (аналога второго слоя) содержит спорадическую вкрапленность пирротина, а также халькопирита, пентландита и целого ряда других рудных минералов. Эти выделения содержат 13,9% Cu, до 1,1% Ni и до 0,3% Co. По минеральному и химическому составу они, по-видимому, соответствуют магматическим сульфидам океанической коры.

В дайковом комплексе и в слое шаровых лав широким распространением пользуется гидротермальная сульфидная минерализация. В пределах дайковых образований — это в основном жильные сульфиды (пирит, реже халькопирит в ассоциации с минералами железа и меди). Пирит часто встречается совместно с гидротермальным кварцем. В пределах слоя ша-

ровых лав наряду с жильными и вкрапленными выделениями сульфидов обнаружены массивные сульфидные рудные тела. Преобладающий минерал этих тел — пирит, в ассоциации с которым встречены халькопирит и сфалерит. Обычен для этих руд также марказит. Минеральный состав гидротермальных сульфидов (рассеянных, жильных, массивных) близок к тому, который встречен и в базальтах океанической коры.

Базальные осадки, непосредственно перекрывающие массивные рудные тела, резко обогащены рядом малых элементов. При этом по вертикали и латерали при удалении от рудных тел наблюдается смена кирпично-красных до оранжевых, богатых окисными минералами осадочных образований, содержащих сульфиды железа вблизи рудных тел, коричневыми и темно-коричневыми обогащенными марганцем осадочными образованиями [Fryer, Hutchinson, 1976]. Величина Fe/Mn изменяется от более 1600 в осадочных образованиях в непосредственной близости к массивным сульфидам до 2,7 на некотором удалении от них. Это разделение железа и марганца происходит на относительно небольшом (по латерали) расстоянии от сульфидных тел — 150–200 м. С изменением соотношения железа и марганца меняется содержание других элементов: уменьшается содержание Cu, Zn, Au, несколько увеличивается Pb и Ni; содержание Co практически остается неизменным.

Аналогичные ассоциации гидротермальных и гидротермально-осадочных образований описаны также в Апеннинских офиолитах [Bonatti, 1975; Bonatti et al., 1976] и офиолитах о-ва Ньюфаундленд [Upadhyay, Strong, 1973]. Ф. Савкинс [Sawkins, 1976] полагает, что массивные рудные тела и ассоциирующие с ними металлоносные осадки, формирующиеся на дивергентных границах плит в океане, должны быть широко распространенным явлением. Только незначительная часть этих рудных образований была выведена выше уровня океана и обнажена. Основная их масса перерабатывается на конвергентных границах плит.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ОКЕАНА

Исходя из представлений о связи гидротермальных и гидротермально-осадочных образований с основным океаническим вулканизмом, металлы с наибольшей вероятностью надо связывать как с вулканитами океанского дна, так и с водами, из которых формируются рудоносные растворы. Однако в пределах срединного хребта существует мощная гидротермальная система. Подсчеты геофизиков показывают, что в области формирования океанической коры (рифтовой зоны) происходит активное взаимодействие горячих вулканитов с океанской водой, которая проходит стадию гидротермального раствора. Она опускается в океаническую кору, нагревается, становится "агрессивной" по отношению к окружающим породам. В результате взаимодействия нагретой океанской воды с породами последние испытывают существенные преобразования. Морская вода при этом также изменяется. Некоторые химические элементы из воды переходят в твердую фазу, а другие извлекаются из коры, обогащают раствор, который при определенных условиях становится рудоносным. Исходя из расчетов теплового баланса в рифтовых зонах океана, Т. Волери и Н. Слип [Wolery, Sleep, 1976] определили, что в пределах коры постоянно циркулирует морская вода, которая изымает из нее $40 \pm 4 \cdot 10^8$ ккалорий в год. Расход воды при этом измеряется величиной $1,3 \div 9 \cdot 10^{17}$ г/год. Эта величина может быть сопоставлена с объемом воды, заключенной в Мировом океане ($1,37 \cdot 10^{24}$ см³). За

10^6 – 10^7 лет вся вода Мирового океана проходит стадию гидротермального раствора.

Циркуляционная система развивается только в пределах океанической коры с возрастом менее 10 млн. лет [Langseth, Von Herzen, 1971; Talwani et al., 1971; Hyndman, Rankin, 1972; Sclater et al., 1974]. В области океанских котловин конвективный теплоперенос отсутствует и тепловой баланс поддерживается кондуктивным потоком. Гидротермальная циркуляция в океанической коре прекращается при наличии осадочного покрова на базальтовом фундаменте мощностью более 50 м [Sclater et al., 1974; Williams et al., 1974].

Глубина проникновения океанских вод в кору равна 2–4,5 км [Bjornson et al., 1972; Williams et al., 1974; Spooner et al., 1977]. Она определяется наличием открытых трещин и разломов в океанской коре, а также *PT*-условиями, определяющими ее удельный объем [Bischoff, 1980]. Могут быть определены граничные давления и температуры, при которых существует циркуляционная система в океанской коре ($P = 800$ – 150 бар, $T = 500$ – 0°C).

Исследования пород, полученных при драгировании и глубоководном бурении, показывают, что в океанической коре существует достаточно широкий спектр фаций метаморфизма от цеолитовой до амфиболовой [Humphris, Thompson, 1978]. Наиболее существенные термальные изменения пород свойственны верхнему базальтовому слою океанической коры [Stern, Elthon, 1977].

Доказано, что эти метаморфические преобразования связаны со взаимодействием пород с океанской водой [Muehlenbachs, 1976, 1979; Muehlenbachs, Clayton, 1972; Spooner, 1976; Spooner et al., 1977; Stakes, O'Neil, 1977; Friedrichsen, Hoernes, 1979].

Основные метаморфические преобразования связаны с осевой зоной рифта. При удалении литосферной плиты от зоны спрединга метаморфические процессы пород коры практически прекращаются [Миясиро и др., 1973; Miyashiro, 1974; Muehlenbachs, 1979]. Показательно, что возраст вторичных образований океанской коры (смектитов, жильного кальцита) [Hart, Staudigel, 1979; Rusinov et al., 1979] и гидротермальных железомарганцевых корок [Rona, 1976] моложе возраста базальтового ложа не более, чем на 10 млн. лет.

Из всего многообразия метабазитов, добытых с океанского дна, резко преобладают породы зеленосланцевой фации метаморфизма ($t = 200$ – 450°C). Исследования геохимии метаморфических преобразований пород коры [Scott, Hajash, 1976; Humphris, Thompson, 1978a, b; Stakes, 1978], эксперименты по взаимодействию пород коры с океанскими водами при *PT*-условиях, максимально приближенных к естественным [Mottl et al., 1974, 1979; Bischoff, Dickson, 1975; Hajash, 1975; Elderfield et al., 1977; Mottl, Holland, 1978; Seyfried, Mottl, 1977; Seyfried, Bischoff, 1981], изучение химического состава гидротермальных растворов срединных хребтов [Гордеев, Демина, 1979; Betzer et al., 1974; Klinkhammer et al., 1977; Corliss et al., 1979; Rise Project Group. . . , 1980 и др.], а также термальных вод о-ва Исландия [Кононов, Поляк, 1977] позволили выяснить историю гидротермальных растворов океанической коры. В результате взаимодействия океанских вод с породами коры при высоких температурах и давлениях происходит существенная метаморфизация вод. Обогащенные кислородом слабо щелочные растворы, содержащие Na^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- ионы, превращаются в восстановительные, кислые ($\text{pH} = 3$ – 4), содержащие сульфид-ионы, а также Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- . В океанской коре при температурах, превышающих 300°C , эти растворы выщелачивают

из вмещающих пород целый ряд химических элементов и переводят их в растворенное состояние.

Железо и марганец первоначально извлекаются из базальтов океанскими водами в соотношениях, близких к их соотношению в базальтах ($Fe/Mn = 40-80$) [Bonatti, 1975]. В большинстве экспериментов соотношение Fe/Mn в растворах равно 1-10. Содержание железа и марганца в растворах по сравнению с первичными океанскими водами возрастает до нескольких сотен, а для железа (в отдельных экспериментах) — даже тысячи мг/л, т.е. увеличивается на несколько порядков. Существенное обогащение растворов марганцем относительно железа связано с тем, что часть железа после выщелачивания осаждается в составе вторичных минералов. С уменьшением величины рН при высоких температурах (более $300^{\circ}C$) в растворе возрастает концентрация цинка (до 1-2 мг/л) и меди (до 0,2-0,3 мг/л), никель и кобальт менее подвижны при взаимодействии базальтов с океанской водой.

Металлы в гидротермальных растворах присутствуют, по-видимому, в хлоридных комплексах [Shanks, Bischoff, 1977]. Экспериментальные исследования [Овчинников, Масалович, 1981] подтвердили возможность совместного переноса гидротермальными растворами хлоридных комплексов металлов и восстановленных форм серы. При миграции растворов из зоны мобилизации химических элементов к поверхности дна изменения PT -условий недостаточны, чтобы вызвать разрушение хлоридных комплексов металлов и осадить их в форме сульфидов. Гидротермальные растворы, если они не перемешиваются с придонными холодными водами, имеют на поверхности дна температуры, близкие к тем, при которых происходила мобилизация химических элементов. Для осаждения металлов необходимо еще понизить кислотность раствора. В океанической коре такие условия могут создаваться в отдельных трещинах в стороне от основного восходящего потока в результате взаимодействия горячих вод с окружающими породами. Так формируется редкая вкрапленная и жильная минерализация океанической коры.

Основная разгрузка металлов может осуществляться только в зоне встречи гидротермального раствора с придонными холодными водами, обогащенными кислородом, когда выполняются два условия, необходимые для разрушения хлоридных комплексов металлов и формирования их твердых фаз: охлаждение и уменьшение кислотности раствора. Если смешение происходит на поверхности дна, то у мест выхода гидротермальных растворов образуются сульфидные тела, а на некотором удалении — металлоносные осадки, минеральный и химический состав которых определяется придонными фациальными условиями (сульфидные пластовые руды и железокремнистые осадки впадины Атлантик-II, металлоносные осадки окисленной фации Восточно-Тихоокеанского поднятия). При встрече гидротермальных растворов с придонными водами в подповерхностных условиях сульфидные тела образуются в базальтовом слое океанской коры. На поверхность выходят воды, резко обедненные железом, медью, цинком и др. Здесь формируются преимущественно марганцевые гидротермальные корки. Эти черты гидротермального процесса характерны для аридных зон океана. Специфика развития гидротермального процесса в гумидных зонах, в которых часты случаи поступления рудоносного раствора в уже сформированный осадочный чехол, описаны на примере металлоносных образований Галапагосского рифта.

При геологических исследованиях в океане чаще всего фиксируются поверхностные проявления исключительно интенсивного гидротермального процесса, развивающегося в коре рифтовой зоны океана. Окисные фации гидротермальных образований (металлоносные осадки, железомарганцевые корки) являются как бы поверхностной "шляпой" крупных гидротермальных месторождений, которые сосредоточены в подповерхностном горизонте океанической коры. Можно выделить две области возможного концентрирования рудных компонентов. Первая — область их мобилизации, по-видимому, это зона трещиноватости на поверхности и в верхней части интрузивных массивов. Здесь в магматических породах встречены гидротермальные магнетит, гематит, халькопирит. Однако вряд ли в этой области достижимо высокое концентрирование рудных компонентов, ибо одновременно с ними в значительном количестве образуются алюмосиликаты, которые разбавляют рудные компоненты. Вторая область — зона смешения гидротермального раствора с придонными океанскими водами. Между ними находится область транзита гидротермальных растворов, в которой формируется редкая вкрапленность и жильная сульфидная минерализация, не представляющая никакого практического интереса. Область встречи гидротермальных растворов с придонной водой с точки зрения металлогении океана представляется наиболее важной. Установленные закономерности дифференциации химических элементов при формировании гидротермальных рудных тел и прежде всего разделения железа и марганца уже по поверхностным образованиям позволяют прогнозировать особенности локализации гидротермальных руд.

В условиях срединных хребтов с высокими скоростями спрединга (более 5 см/год) область встречи гидротермальных вод с придонными водами происходит на поверхности дна или в самых приповерхностных слоях океанической коры. Здесь наряду с сульфидными массивными рудами широко распространены окисные фации гидротермальных образований, характеризующиеся значительными колебаниями содержания металлов и величины Fe/Mn. В пределах срединных хребтов с низкими скоростями (менее 5 см/год) спрединга (хребты Индийского и Атлантического океана) окисные фации гидротермальных образований резко обеднены железом и малыми элементами и обогащены марганцем. Если вспомнить, что первичные гидротермальные растворы характеризуются величинами Fe/Mn, равными 1—10, то можно предполагать, что в подповерхностных условиях произошел резкий сброс железа и вместе с ним целого ряда малых элементов. Предполагаемые области локализации рудных тел показаны на рис. 5.

Интенсивность гидротермальной деятельности в спрединговых хребтах, которая количественно связана со скоростью спрединга, отражается и в составе металлоносных осадков, формирующихся из "остаточного" рудоносного раствора.

Выше мы отмечали, что имеются четкие количественные связи между скоростью спрединга и скоростями накопления основных гидротермальных компонентов (Fe и Mn). Соответственно в составе осадков увеличивается доля гидротермально привнесенного вещества, что надежно фиксируется величиной модуля $(Fe + Mn)/Al_2O_3$ с увеличением скорости спрединга увеличивается ширина области распространения металлоносных осадков, а при достаточно высоких скоростях (более 5 см/год) на склонах спрединговых хребтов и в прилегающих частях котловин фор-

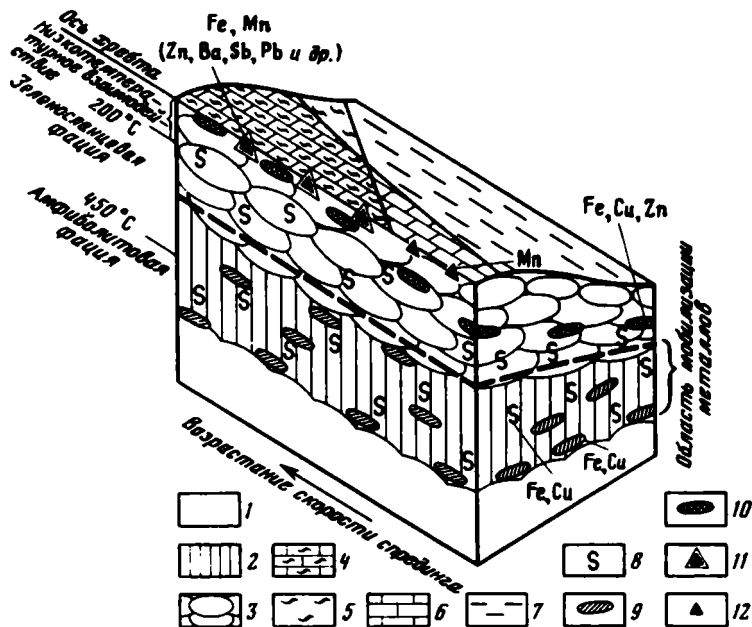


Рис. 5. Распределение гидротермальных и гидротермально-осадочных образований в океанической коре

1 — габбровый горизонт; 2 — дайковый комплекс; 3 — базальты; 4 — карбонатные металлоносные осадки; 5 — бескарбонатные металлоносные осадки; 6 — карбонатные пелагические осадки; 7 — бескарбонатные пелагические осадки; 8 — редкая вкрапленность и жильная сульфидная минерализация; 9 — сульфидные тела области формирования рудоносных гидротермальных растворов; 10 — гидротермальные массивные тела областей встречи гидротермальных растворов с придонной океанической водой; 11 — железо-марганцевые гидротермальные корки; 12 — преимущественно марганцевые гидротермальные корки. Индексами указаны химические элементы, концентрирующиеся в гидротермальных образованиях

мируются бескарбонатные разности металлоносных осадков, которые мы отождествляем с рудоносными.

На основании анализа распределения гидротермальных и гидротермально-осадочных образований в океанической коре мы можем сделать следующие выводы.

1. Сейчас можно считать надежно установленным, что источником металлов гидротермальных растворов являются океанические базальты.

2. Гидротермальные и гидротермально-осадочные образования не уникальны, а пользуются широким распространением; практически вся океаническая кора, формирующаяся в результате спрединга в пределах срединных хребтов, содержит эти образования.

3. Наиболее перспективные области распространения этих образований с точки зрения практической значимости — участки океанической коры, формирующиеся при скорости спрединга более 5 см/год (окисные, в том числе бескарбонатные и сульфидные фации пространственно не разобцены, как в пределах коры, формирующейся при скорости спрединга менее 5 см/год; объемы гидротермальных образований, степень концентрирования рудных элементов значительно больше).

4. В связи с тем, что скорость спрединга достаточно уверенно определяется по линейным магнитным аномалиям, уже в настоящее время могут 60

быть указаны наиболее перспективные области для поисков гидротермальных тел на океанском дне.

5. Исключение из перечисленных выше закономерностей океанского рудогенеза представляют процессы концентрирования рудных элементов в "эмбриональную" стадию развития океана (например, Красное море), когда в отдельных "ловушках" при определенных фациальных условиях даже при относительно низких скоростях спрединга могут образовываться достаточно крупные рудные залежи.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.** Масштабы современного подводного вулканизма. — В кн.: Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 74—75.
- Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А.** и др. Железо в рудносых осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Геохимия, 1975, № 3, с. 431—452.
- Батурин Г.Н.** Сульфидные руды в Аравийско-Индийском хребте: История Мирового океана/Под ред. Л.А. Зенкевича. М.: Наука, 1971, с. 259—265.
- Богданов Ю.А.** Пелагический осадочный процесс в Тихом океане: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1980. 393 с.
- Богданов Ю.А., Григорьев В.Н., Мурьев В.И.** и др. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979а, с. 72—95.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А.** и др. О генезисе металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979б, с. 249—275.
- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., Александрова В.А., Шурьгина Е.В.** Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантик-II (Красное море). — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 3, с. 26—41.
- Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. 385 с.
- Гордеев В.В., Демин Л.Л.** Прямые наблюдения за гидротермами на дне Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса). — Геохимия, 1979, № 6, с. 902—917.
- Гриненко В.А., Мигдисов А.А., Гурин Ю.П.** и др. Об источниках серы в коренных породах и осадках активных зон юго-восточной части Тихого океана: В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М., 1978, с. 163—164.
- Дмитриев Л.Д., Соболев А.В., Суцеевская Н.М.** Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. — Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
- Живаго А.В.** Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 8—47.
- Коновалов В.И., Поляк Б.Г.** Геотермальная активность. — В кн.: Исландия и Срединно-Океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 8—82.
- Лисицын А.П.** История вулканизма океанов. — В кн.: Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 278—319.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаев И.О.** и др. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 217—246.
- Мархилин Е.К.** Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 255 с.
- Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана/Отв. ред. В.И. Смирнов. М.: Наука, 1979. 277 с.
- Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П.** Геохимия металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 122—200.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юнг М.** Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140—153.
- Монин А.С., Пляхин Е.А., Стужак П.А.** О расслоении горячих рассолов впадины Атлантик-II. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 2, с. 458—462.
- Овчинников Л.Н., Масалович А.М.** Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 209 с.
- Розанова Т.В., Батурин Г.Н.** О рудных гидротермальных проявлениях на дне

- Индийского океана. — Океанология, 1971, т. 11, № 6, с. 874—879.
- Соболев В.С.** Строение верхней мантии и способы образования магм — В кн.: XIII чтение им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1974, с. 34.
- Сорохтин О.Г.** Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974, 184 с.
- Страхов Н.М.** Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976, 299 с.
- Фролова Т.И., Жариков Э.Н., Золотарев Б.П.** и др. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 48—71.
- Bäcker H., Richter H.** Die rezente hydrothermal sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II Tief in Roten Meer. — Geol. Rundschau, 1976, Bd. 62, h. 3, s. 697—741.
- Bäcker H., Schoell M.** New depths with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. — Nature Phys. Sci., 1972, vol. 240, p. 153—158.
- Bender M., Broecker V., Gornitz V.** et al. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. — Earth Plan. Sci. Lett., 1971, vol. 12, p. 425.
- Betzler P.R., Bolger W.G., McGregor B.A., Rona P.A.** Mid-Atlantic Ridge and its effect on the composition of particulate matter in the deep ocean (abs). — Am. Geophys. Union Trans., 1974, vol. 55, p. 293.
- Bignall R.D.** Genesis of the Red Sea metalliferous sediments. — Mar. Min., 1978, vol. 1, N 3, p. 209—235.
- Bignall R.D., Cronan D.S., Tooms J.S.** Red sea metalliferous brine precipitates. — Geolog. Assoc. of Canada, Spec. Paper, 1976, N 14, p. 147—179.
- Bischoff J.L.** Geothermal system at 21° N East Pacific Rise: Physical limits on geothermal fluid and role of adiabatic expansion. — Science, 1980, vol. 207, p. 1465—1469.
- Bischoff J., Dickson 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 Plan. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 385—397.
- Bjornsson S.S., Arnorsson S., Tomasson T.** Economic evaluation of the Reykianes thermal brine area. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 12, p. 2380—2391.
- Bogdanov Ju.A., Lisitzin A.P., Lukashin V.N.** Chemical composition of sediments. — In: Initial Reports of the DSDP, Wash., US Govt. Print Off., 1976, vol. 35, p. 447—464.
- Bonatti E.** Metallogenesis at oceanic spreading centers. — Ann. Rev. Earth Plan. Sci., 1975, vol. 3, p. 401—431.
- Bonatti E., Honnorez-Guerstein M.B., Honnorez J., Stern C.** Hydrothermal pyrite concretions from Romanche Trench (equatorial Atlantic): Metallogenesis in oceanic fracture zones. — Earth Plan. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 1, p. 1—10.
- Bonatti E., Honnorez J., Honnorez-Guerstein M.** Copper-iron sulphide mineralizations in the equatorial Mid-Atlantic. — Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 8, p. 1515—1525.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H.** Metalliferous deposits from Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. — Geol. Soc. Am. Bull., 1976, vol. 87, N 1, p. 83—94.
- Borch von der C.C., Nesteroff W.D., Galehouse J.S.** Iron-rich sediments cored during Leg 8 DSDP. — In: Initial Reports of the DSDP, Wash., Govt. Print. off., 1971, vol. 8, p. 829—835.
- Borch von der C.C., Rex R.W.** Amorphous iron oxide precipitates in sediments cored during Leg 5. — In: Initial Reports of the DSDP, Wash., Govt. Print. off., 1970, vol. 5, p. 541—544.
- Boström K.** The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. — Stockholm Contr. Geol., 1973, vol. 27, p. 149—243.
- Boström K., Joensuu O., Valdes S.** et al. Geochemistry and origin of East Pacific sediments sampled during DSDP, leg 34. — In: Initial Reports of DSDP, leg 34, 1976, vol. 34, p. 569—574.
- Boström K., Peterson M.N.A., Joensuu O., Fisher D.E.** Aluminium-poor ferromanganese sediments of active oceanic ridges. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, p. 3261—3270.
- Cann J.R., Winter D.K., Pritchard R.G.** A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. — Mineral Mag., 1977, vol. 41, N 1, p. 193—199.
- Constantinou G.** Genesis of the conglomerate structure, porosity rate structure and coliform textures of the massive sulphide ore of Cyprus. — Geol. Assoc. of Canada, Spec. Paper, 1976, vol. 14, p. 187—210.
- Corliss J.B., Dymond J.R., Gordon L.J.** et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. — Science, 1979, vol. 203, p. 1073—1083.
- Corliss J.B., Dymond J., Lyle M., Crane K.** The chemistry of hydrothermal mound the Galapagos Rift. — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, p. 12.
- Corliss J.B., Lyle M., Dymond J.R., Crane K.** The chemistry of hydrothermal sediment mound deposits near the Galapagos Rift — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, p. 12—24.
- Cronan D.S.** Basal metalliferous sediments

- from the Eastern Pacific. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 87, N 6.
- Cronan D.S.** Underwater minerals. London: Academic Press, 1980. 364 p.
- Dasch E.J., Dymond J.R., Heath G.R.** Isotopic analysis of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. — *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 1971, vol. 13, N 2, p. 175–180.
- Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R.** et al. Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, p. 3355–3372.
- Dymond J., Corliss J.B., Stillinger R.** Chemical composition and metal accumulation rates of metalliferous sediments from sites 319, 320, and 321. — In: Initial Reports of DSDP, 1976, vol. 34, p. 575–588.
- Dymond J., Veeh H.H.** Metal accumulation rates in the Southern Pacific and the origin of metalliferous sediments. — *Earth Planet Sci. Lett.*, 1975, vol. 28, p. 13–22.
- Elderfield H., Gunnougsson E., Wakefield S.J., Williams P.T.** The geochemistry of basalt sea-water interactions: Evidence from Deception Island, Antarctica, and Reykjanes, Iceland. — *Mineralogical Magazin*, 1977, vol. 41, p. 217–226.
- Francheteau J., Needham H.D., Chonkroune P.** Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. — *Nature*, 1979, vol. 277, p. 523–528.
- Fridrickson H., Hoernes S.** Oxygen and hydrogen isotope exchange reactions between sea water and oceanic basalts from legs 51 through 53. — Initial Reports of DSDP, 1979, vol. 51, 52, 53, part 2, p. 1177–1182.
- Fryer B.J., Hutchinson R.W.** Generation of metal deposits on the sea. — *Can. J. Earth Sci.*, 1976, vol. 13, p. 126–135.
- Hackett J.P., Bischoff J.G.** New data on the stratigraphy extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits. — *Econ. Geol.* 1973, vol. 68, p. 553–564.
- Hajash A.** Hydrothermal processes along mid ocean ridges: An experimental investigations. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, vol. 53, p. 205–226.
- Hart S.P., Standigel H.F.** Ocean crust-sea water interaction: Site 417 and 418. — Initial Reports of DSDP, 1979, vol. 51, 52, 53, part 2, p. 1169–1176.
- Hekinian R., Rosendahl B.R., Natland J.H.** Ocean crust geothermal processes: A perspective from the vantage of leg 54 drilling. Initial Reports of DSDP, 1980, vol. 54, p. 395–422.
- Hoffert M., Persail A., Hekinian R.** et al. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault "A" near 37°N on the mid Atlantic ridge. — *Oceanol. Acta*, 1978, vol. 1, N 1, s. 74–86.
- Hoffert M., Person A., Courtois C.** et al. Sedimentary deposits from holes 424, 424A, 424B, 424C. — In: *Init. Rept. DSDP*, 1981, vol. 54. Wash., US Gov. Print. Off.
- Hot brines and recent heavy metals deposits in the Red sea. Eds. E. Degens, Ross D.N.-Y., Springer Verlag, 1969. 635 p.
- Humphris S.E., Thompson G.** Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978a, vol. 42, N 1, p. 107–125.
- Humphris S.E., Thompson G.T.** Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978b, vol. 42, N 1, p. 127–136.
- Hyndman R.D., Rankin D.S.** The Mid Atlantic Ridge near 45°N: XVIII. Heat flow measurements. — *Can. J. Earth Sci.*, 1972, vol. 9, p. 684.
- Keys R.R., Scott R.B.** Precious metals in ocean-ridge basalts: implications for basalts mineralization. — *Economic Geology*, 1976, vol. 71, N 5, p. 708–719.
- Klinkhammer G., Bender M., Weiss R.F.** Hydrothermal manganese in the Galapagos Rift. — *Nature*, 1977, vol. 269, p. 319–320.
- Langseth M.G., Von Herzen R.P.** Heat flow through the floor of the world oceans. — *The sea*, vol. 4, part 1, Maxwell A.E. (ed.). Wiley-Interscience, 1971, p. 299.
- MacRae N.D., Fleet M.E., Andrews A.J.** An occurrence of secondary sulfides from leg 37 basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, vol. 63, N 3, p. 309–317.
- Miller A.R., Densmore C.D., Degens E.T.** et al. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, vol. 30, N 4, p. 341–359.
- Miyashiro A.** Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. — *Amer. Journ. Sci.*, 1974, vol. 274, N 4, p. 321–355.
- Mottl M.J., Corr R.F., Holland H.D.** Chemical exchange between sea-water and mid-ocean ridge basalt during hydrothermal alteration: An experimental study. — *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Program*, 1974, N 6, p. 879.
- Mottl M.J., Holland H.D.** Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater: 1. Experimental results for major and minor components of seawater. — *Geochim. et cosmochim. Acta*, 1978, vol. 42, N 8, p. 1103–1185.
- Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F.** Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by sea-water: 2. Experimental results for Fe, Mn and sulphur species. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, vol. 43, N 5, p. 869–884.
- Muehlenbachs K.** Oxygen-isotope geochemistry of DSDP, leg 34, basalts. — Initial

- Reports of DSDP, 1976, vol. 34, p. 337–339.
- Muehlenbechs K.** The alteration and aging of the basaltic layer of the sea floor: oxygen isotope evidence from DSDP/IPOD legs 51, 52, 53. Initial Reports of DSDP, 1979, vol. 51, 52, part 2, p. 1159–1167.
- Muehlenbechs K., Clayton R.N.** Oxygen isotopes of fresh and weathered submarine basalts. — *Can. J. Earth Sci.*, 1972, vol. 9, N 2, p. 172–184.
- Piper D.Z.** Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1973, vol. 19, N 1, p. 75–82.
- Piper D.Z., Veeh H.H., Bertrand W.G., Chase R.L.** An iron-rich deposit from the northeast Pacific. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1975, vol. 26, N 1, p. 114.
- Rise Project Group.** East Pacific Rise: Hot springs and Geophysical experiments. — *Science*, 1980, vol. 207, N 4438, p. 1421–1433.
- Robertson A.H.F.** The Kannaviou formation, Cyprus: Volcanoclastic sedimentation of a probable late Cretaceous volcanic arc. — *Journ. Geol. Soc. London*, 1977, vol. 134, p. 269–292.
- Rona P.A.** Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N. — *Mar. Geol.*, 1976, vol. 21, N59–M66.
- Rusinov V.L., Pertsev N.N., Arakelljan M.M., Nosik L.P.** Some isotope relations in basalts from Deep Sea Drilling Project holes 417A, 417D and 418A. — Initial Reports of DSDP, 1979, vol. 51, 52, 53, part 2, p. 1149–1151.
- Rydell H.S., Bonatti E.** Uranium in submarine metalliferous deposits. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, vol. 37, N 12, p. 2557–2565.
- Rydell H.S., Kræmer T., Boström K., Joensuu O.** Post-depositional injections of uranium-rich solutions into East Pacific Rise sediments. — *Mar. Geol.*, 1974, vol. 17, N 2, p. 151–164.
- Sawkins F.G.** Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. — *Geol. Assoc. of Canada, Spec. paper*, 1976, vol. 14, p. 221–240.
- Sayles F.L., Ku T.L., Bowker P.C.** Chemistry of ferromanganese sediment of the Bauer Deep. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, N 10, p. 1423–1431.
- Schrader E.L., Furbish W.J.** Mineralogy and geochemistry of ore minerals from basalts related to spreading centers of the Eastern Pacific with speculation on ore-forming processes. Initial Reports of DSDP, 1980, vol. 54, p. 789–806.
- Slater J.C., Von Herzen R.P., Williams D.L.** et al. The Galapagos spreading center: Heat flow low on the north flank. — *Royal Astron. Soc. Geophys. Journ.*, 1974, vol. 38, p. 609–626.
- Scott R.B., Hajash A.** Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microprobe study. — *Amer. J. of Science*, 1976, vol. 276, p. 480–501.
- Scott M.R., Scott R.B., Rona P.A.** et al. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. — *Geophys. Res. Lett.*, 1974, vol. 1, p. 355–358.
- Seyfried W.E., Bischoff J.L.T.** Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1981, vol. 45, N 2, p. 135–147.
- Seyfried W.E., Mottl M.J.** Origin of submarine metal-rich hydrothermal solutions: Experimental basalt-seawater, interaction in a seawater dominated system at 300°C, 500 bars. — In: *Proceedings of Second International Symposium on Water-Rock Interaction* Strasbourg, France, H. Paquet, Y. Tardy aoth., 1977, p. IV173–IV180.
- Shanks W.C., Bischoff J.L.** Ore transport and depositional system: A geochemical model. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, vol. 41, N 10, p. 1507–1519.
- Spencer E.T.C.** The isotopic composition of seawater, and seawater-oceanic crust interaction. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, p. 1121.
- Spencer E.T.C., Beckingsdale R.D., England P.C., Senior A.** Hydration ¹⁸O enrichment and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria Italy. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, vol. 41, N 7, p. 857–873.
- Stakes D.S.** Mineralogy and geochemistry of the Michigan deephole metagabbro compared to seawater hydrothermal alteration. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N B12, p. 5820–5824.
- Stakes D.S., O'Neil J.R.** Stable isotope composition of hydrothermal minerals from altered rocks from the East Pacific Rise and the Mid-Atlantic Ridge (abstract). — *EOS. Trans. AGU*, 1977, vol. 58, p. 1151.
- Stern C., Elton D.** Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 55, p. 179–213.
- Tahwani M., Windisch C.C., Langsath M.G.** Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 473.
- Temple D.G., Scott R.B., Rona P.A.** Geology of a submarine hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge, 26°N lati-

- title — Journ. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7453–7466.
- Upadhyay H.D., Strong D.F.* Geological settling of the betts cove copper deposits, Newfoundland: An example of ophiolite sulphide mineralization. — Economic Geology, 1973, vol. 68, N 2, p. 161–167.
- Veeh H.H., Boström K.* Anomalous U^{234}/U^{238} on the East Pacific Rise. — Earth Plan. Sci. Lett., 1971, vol. 10, p. 372–374
- Williams D.L., Green K., Van Andel T.H.* et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos rift: Observations with DSRV Alvin and detailed heat flow studies. — Journ. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7467–7484.
- Williams D.L., Von Herzen R.P., Sclater J.G., Anderson R.N.* The Galapagos spreading centre: Lithospheric cooling and hydrothermal circulation. — Royal Astron. Soc., Geophys. Journ., 1974, vol. 83, p. 587–608.
- Wolery T.J., Sleep N.H.* Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. — J. Geol., 1976, vol. 84, p. 249–275.
- Wyllie P.J.* The role of water in magma generations and initiation of diapiric uprise in the mantle. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 5, p. 1328.

УДК 553.32:551.7

Г.А. Мачабели, Д.Г. Сапожников, Е.А. Соколова

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАРГАНЦЕВОГО РУДНОГО ПРОЦЕССА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Марганцевый рудный процесс протекал с равной интенсивностью на протяжении всей истории Земли. На данном этапе геологического изучения промышленными считаются марганцевые залежи осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения, которые широко развиты и в современных океанических отложениях. Кроме того, известны марганцевые руды, образованные в результате гипергенных, инфильтрационных, гидротермальных и скарновых процессов [Бетехтин, 1946].

В связи с тем что проблема генезиса марганцевого рудообразования широко обсуждалась в отечественной и зарубежной литературе, мы не останавливаемся на вопросах механизма этого процесса и источнике рудного вещества. Внимание сосредоточено на типичных в генетическом отношении месторождениях, которые довольно слабо освещены в литературе, и, кроме того, делается попытка дать общую схему взаимоувязанного пито- и рудогенеза.

Марганцевое оруденение начало формироваться на ранних этапах геологической истории Земли. По-видимому, наиболее древние — архейские осадочные марганцевые руды железорудной группы Индии, абсолютный возраст которых несколько превышает 3 млрд. лет [Roy, Supriya, 1981]. В последующие геологические эпохи неоднократно возникали условия, благоприятные для марганцевого рудообразования. В Индии на разных стратиграфических уровнях известны месторождения и проявления марганцевых руд. В архее насчитывается четыре таких уровня, приуроченных к железорудной кондалитовой группе (2650 млн. лет), подгруппе Дхарвар (2400 млн. лет) и Аравалийской надгруппе (2550–2000 млн. лет). В протерозое — два уровня; с нижним из них связаны месторождения групп Гангнур (946–986 млн. лет, штат Ориса) и Саусар (986–846 млн. лет). К более высокому уровню относятся залежи марганцевых руд, приуроченные к слоям Пенганга (штат Андра Прадеш). Весьма вероятно, что с этими уровнями коррелируются близкие по возрасту древнейшие руды Африки, Бразилии и о-ва Мадагаскар.

Марганцевые рудные залежи в составе железорудной группы распространены в штатах Бихар и Орисса в Индии и имеют абсолютный возраст порядка 3100 млн. лет. Рудные тела, тесно связанные со сланцами, иногда туфогенными, а также с кремнистыми породами, залегают в верхней части мощной толщи полосчатых железных руд. Все эти породы в ничтожной степени подверглись метаморфизму, поскольку они формировались в пределах платформы, возникшей ранее в отдаленном геологическом прошлом [Supriya, 1981]. Марганцевые осадочные руды в основном перекристаллизованы и только местами имеют колломорфную текстуру. Они слагаются пиролюзитом и криптомеланом, с незначительной примесью манганита, изредка встречается тодорокит. Браунит находится в небольшом количестве, но он присутствует во всех разновидностях марганцевых руд. В приповерхностной части рудные залежи подвергались интенсивному выветриванию и превратились в марганцовистые латериты. Вследствие этого коренные осадочные руды железорудной группы долгое время ошибочно считались латеритными.

Описываемые руды штатов Бихар и Орисса, помимо других особенностей, интересны тем, что в них на заре геологической истории Земли четко наметилась ассоциация марганца с железом.

Более молодые марганцевые руды, относимые к надгруппе Джарвар, которая слагается из двух разновозрастных комплексов пород, также слабо метаморфизованы, как и некоторые вмещающие их породы. Пиролюзит-криptomелан-рамсделитовые руды с примесью манганита, браунита и якобита переслаиваются с сингенетичными осадочными образованиями: сланцами, реже филлитами, кремнистыми сланцами. Появляются первые упоминания о марганцовистых (MnO 2–8%) известняках, а также о доломитах и анкеритах. В разрезах залежей отмечаются подушечные лавы (спилиты, метабазальты), содержащие до 0,5–0,6% MnO , но непосредственной связи вулканитов с марганцевыми рудами не наблюдается. Это дало основание приписывать марганцевым рудам сингенетическое (первично-осадочное) происхождение [Supriya, 1981].

Более молодые марганцевые месторождения и вмещающие их осадочные породы архейского возраста относятся к Кондалитовой группе и надгруппе Аравели. Они претерпели сильный метаморфизм. Так, породы Кондалитовой группы относятся к гранулитовой фации, а образования надгруппы Аравели — к фации зеленых сланцев. Это затрудняет определение первичного состава и условий образования руд. Тем не менее на основании некоторых исследований и приуроченности руд к платформенным областям они считаются первично-осадочными [Supriya, 1981].

Марганцевые руды рифейского возраста известны как в Индии, так и в СССР.

Марганцевые месторождения слоев Пенганга имеют предположительно протерозойский возраст и располагаются на территории штата Андхра Прадеш. Окисные марганцевые руды согласно перемежаются здесь с кремнистыми породами и тонкими слоями известковистых сланцев, которые все вместе заключены в толще известняков. Иногда встречаются яшмы. Рудные минералы: браунит, биксбит, тодорокит, пиролюзит (в рудах, переслаивающихся с кремнистыми сланцами и яшмами), рамсделлит и непуит (в рудах, подчиненных известнякам), бернессит, манганит, рансьеит и тодорокит (в рудах, переслаивающихся с известковистыми сланцами). Известняки содержат марганец, но не более 2,5% MnO . В рудах же содержание MnO достигает 45–47%. Слои Пенганга не содержат вулканитов. Допускается, что руды представляют собой химические осадочные отложения, которые претерпели изменения под влиянием диаге-

неза. Как руды, так и вмещающие породы подверглись лишь незначительному воздействию метаморфизма, что характерно для платформенных областей.

На территории СССР обогащенные марганцем рифейские породы отлагались в геосинклинальных условиях и подчинены вулканогенно-осадочным образованиям. По данным Западно-Сибирских геологов, в Сунгайском районе на Среднем Салаире в основании разреза рифейских отложений залегают черные известняки с остатками ископаемых, содержащие прослой углистых сланцев и кремней. Они относятся к кивдинской свите среднего рифея и имеют мощность более 1000 м. Выше залегают более мощные (около 1500 м) породы сунгайской свиты средне-верхнерифейского возраста. Она складывается углисто-кремнистыми сланцами, обломочными известняками, эффузивами основного состава и их туфами. Они переходят вверх в породы кедровой свиты.

Выше согласно залегают доломиты, фосфорит-доломитовые брекчии с прослоями и линзами кремней и фосфоритов, относимые к кедровой свите верхнего рифея—венда (мощность более 700 м). Один из наиболее древних уровней пород, обогащенных марганцем, приурочен к верхам сунгайской—нижним горизонтам вышележащей кедровой свиты. Здесь имеет место переслаивание кремнистых и сульфидно-углисто-кремнистых сланцев, известняков и туфов. Среди них залегают отдельные прослой мощностью до 1 м сульфидно-глинисто-кремнистых сланцев и черных известняков с содержанием марганца 0,5—3%. В данном случае впервые можно наметить отдаленную связь марганцевых руд с фосфатами. Заслуживают интереса карбонатные марганцевые руды Икатского месторождения в Верхневитимском районе Забайкалья, которые подчинены кремнисто-глинисто-карбонатным породам икатской свиты позднего рифея. Здесь развиты родонитовые марганцевые руды, возникшие в результате метаморфизма первичных карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений.

Процесс марганцевого рудообразования более интенсивно проявился в фанерозое. Формирование разнотипных в генетическом отношении месторождений и проявлений происходило на протяжении всего этого геологического отрезка времени. Эти месторождения детально описаны в литературе, и обобщенные данные по некоторым из них недавно опубликованы в материалах XI Всесоюзного литологического совещания [Бузмаков, 1980] и в монографии одного из авторов статьи [Соколова, 1982].

С отложениями кембрийского возраста связаны залежи Алтае-Саянской области (Усинское, Мазульское, Дурновское, Горношорское), Удско-Шантарского и Хинганского районов Сибири, Аппалачского региона США. Значительный интерес представляют месторождения так называемого китайского типа, описанные французским исследователем [Bouladon, 1970], которые дают около 12% мировой продукции марганцевых руд, и их изучение может лечь в основу разработки новых поисковых предпосылок. Для этого типа месторождений характерна их пространственная связь с черносланцевой серией. В Китае они развиты как в верхнем карбоне (месторождения Чин-Изын, Кьянчем и др.), так и в верхнем докембрии (месторождение Нипан-Хунан), а в Габоне (месторождение Моанд) — в среднем докембрии (франсвийские отложения). По данным И. Буладона [Bouladon, 1970], разрез марганценосных отложений Китая и Габона начинается песчаниками, затем следуют мощные (100—200 м) черные сланцы, обогащенные обугленными растительными остатками и пиритом, и завершается разрез доломитовыми сланцами. Последние также содержат в себе линзовидные тела марганцевых руд. Иногда встречаются и яшмы, а также черные сланцы, расположенные над доломитами. Все эти породы запол-

няют понижения палеорельефа, представлявшие собой фрагменты мелко-водных морских бассейнов, сообщавшихся друг с другом.

Подчеркивается, что условия концентрации марганца создавались при смене восстановительной среды при накоплении углистых сланцев в окислительную [Bouladon, 1970]. Химический состав марганцевых руд месторождения Моанд следующий (в %): Mn — 50—52, Fe — 2—3, SiO₂ — 5—4, P — 0,09, Al₂O₃ — 5—4.

В толщах ордовикского возраста локализуются многочисленные, хотя и мелкие, месторождения Южного Урала, Мугоджар и Пришимского рудного района. Среди силурийских пород залегают руды месторождений Тахта-Карача и Дауташ в Средней Азии и, видимо, Сапальского месторождения на Урале.

Девонские образования вмещают многочисленные месторождения Казахстана (месторождения Атасуйской и Джебдинской групп, а также Мурджикского и Каркаралинского районов) [Бузмаков и др., 1980; Сапожников, 1980; Соколова, 1982], Магнитогорского синклиниория на Урале, Рудно-Алтайской и Томь-Колыванской структурных зон в Сибири [Соколова, 1982] и др. Характерно, что перечисленные месторождения локализуются в составе резко отличных в литологическом отношении толщ. Так, месторождения Атасуйской группы связаны с комплексом различных карбонатных и глинисто-кремнисто-карбонатных пород, которым подчинены терригенные образования и вулканиты. Месторождения Магнитогорского синклиниория локализуются в толщах, главная роль в которых принадлежит вулканическим породам и яшмам.

Месторождения Магнитогорского синклиниория очень близки по характеру оруденения месторождениям Удско-Шантарского района, хотя последние относятся уже к другой (кембрийской) эпохе.

Из числа месторождений каменноугольного возраста следует отметить Аккермановское месторождение на Урале.

Пермский возраст имеет Улутелякское месторождение, расположенное на западном склоне Южного Урала. К пермо-триасовым породам относятся некоторые месторождения Марокко (в красноцветных терригенных толщах), Новой Зеландии и Японии. Следует отметить, что марганцевое оруденение в Японии имеет очень широкий возрастной диапазон распространения; оно впервые отмечается в толщах позднепалеозойского возраста и прослеживается в мезозое, вплоть до позднего мела.

С отложениями поздней юры—раннего мела также связаны месторождения Марокко (глинисто-доломитовой толщи), Венгрии (Уркут) и многочисленные мелкие залежи марганца во Францисканской серии США.

Отложения мелового возраста (обычно вулканиты) марганценосны в Закавказье, Чили и в Австралии. Кроме того, с вулканогенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными (доломиты) породами связаны рудопроявления Марокко и некоторых европейских стран.

Наиболее продуктивна в отношении марганценосности, как известно, палеогеновая эпоха. С раннеолигоценовыми алеврито-глинистыми и кремнистыми отложениями раннего олигоцена связаны уникальные по запасам и качеству марганцевые руды Никопольского на Украине [Данилов, 1971], Чиатурского в Грузии [Дзоценидзе, 1969; Долидзе, 1974; Авалиани, 1978] и Варненского в Болгарии [Алексиев, 1960] бассейнов, а также небольшие месторождения Закаспия (Мангышлакское), Краснодарского края (Лабинское), Западной Грузии и Украины. К эоцену относятся вулканогенно-осадочные месторождения Кубы и менее значительные залежи Новой Каледонии, о-ва Фиджи, п-ва Олимпик в США, а также осадочное рудопроявление на Урале (месторождение Полуночное).

Наиболее удачны для выявления закономерностей лито- и рудогенеза — осадочные залежи марганцевых руд, пространственно и генетически связанные со специфичными в литологическом отношении породами олигоцена Юга СССР, Болгарии и Закаспия, поскольку они почти не несут следов наложенных процессов изменения. Например, в пределах Чиатурского [Авалиани, 1978; Мачабели, Хамхадзе, 1979], Мангышлакского, Лабинского и Никопольского [Данилов, 1971] месторождений рудовмещающие и особенно их подстилающие породы представлены песками аркозового состава. Они уплотнены лишь в местах концентрации марганцевых минералов, опала, фосфоритов и других аутигенных минералов, находящихся в тесной парагенетической связи друг с другом. Признаком слабо эпигенетического изменения марганцевоносных отложений служит также отсутствие в них гидрослюда и неупорядоченных смешанно-слоистых образований гидрослюда-монтмориллонитового состава. Лишь селадонит трансформирован в железистый монтмориллонит, что весьма специфично не только для характеризуемых, но также для бентонитоносных формаций вообще.

Марганцевоносные образования описываемого типа формировались как в прибрежных, обычно литоральных, шельфовых и отшнурованных бассейнах, так и в дельтовых фациях. Первичные карбонатные и манганитовые руды, связанные с бентонит-цеолитовыми, глауконитовыми и другого типа опоками, можно отнести к типично автохтонным образованиям, преимущественно развитым в тектонически стабильных областях.

Примечательно, что суммарная мощность продуктивного, под- и надрудного горизонтов в 2—3, а иногда 5—7 раз меньше по сравнению с синхронными с ними по возрасту терригенными отложениями майкопской серии, что указывает на их локальное развитие.

Высокий окислительный потенциал Fe^{2+} по сравнению с Mn^{2+} способствовал накоплению гетита, пирита и селадонита на ранней стадии отложения руд. Кстати, общий баланс железа в характеризуемых разрезах намного больше, чем это предполагалось ранее [Мачабели, Хамхадзе, 1979]. Почти каждый цикл рудообразования начинается формированием гетитовых прослоев, правда, маломощных, но широко развитых по латерали. Становление собственно марганцевого рудообразования относится к последующей стадии диагенеза и, по-видимому, идет параллельно с трансформацией селадонита.

Особенность вертикальной зональности продуктивного горизонта заключается также в формировании в каждом самостоятельном цикле марганцевого образования родохрозита и манганокальцита, образующих в Чиатурском бассейне маломощные прослои. В полях развития исключительно карбонатных руд такая закономерность, естественно, не может иметь места. Но цементация крупных манганитовых выделений более мелкими по размерам карбонатными минералами, а также фациальные и структурные особенности позволяют считать, что те и другие руды первичные и формировались нередко вне зависимости от глубины водного бассейна. Косвенным подтверждением такого допущения может служить характер концентрации карбонатных руд в восточной и юго-восточной частях Чиатурского месторождения, где подрудные и рудовмещающие пески достигают максимальной мощности. Именно в этой части в раннем олигоцене, а возможно, и в позднем эоцене палеорека впадала в чиатурский бассейн.

Ограниченный объем статьи не позволяет останавливаться на характеристике отдельных месторождений. Приведенными примерами далеко не исчерпывается полный перечень марганцевых месторождений нашей планеты. Однако даже рассмотрение сравнительно ограниченного числа объектов

позволяет выявить ряд интересных особенностей марганцевого рудного процесса.

1) Марганцевый рудный процесс протекал с разной интенсивностью на протяжении всей истории Земли [Сапожников, 1980]. При этом формировались руды двух крупных генетических категорий: сингенетичные с вмещающими отложениями и постседиментационные. К первой категории относятся руды осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения, ко второй — руды, образовавшиеся на более поздней стадии диагенеза или в результате процессов, протекавших уже в литифицированных осадках. Каждая из выделенных эпох максимального рудонакопления может объединять различные в генетическом отношении месторождения, и при одинаковом источнике рудного вещества, формы мобилизации последнего и факторы, определяющие возникновение рудных концентраций, могут быть разными.

2) Устойчивость минералогического состава марганцевых руд, нашедшая двойное отражение: идентичный состав могут иметь, во-первых, руды разного генезиса и, во-вторых, заведомо разновозрастные рудные образования. Особенно показательны в этом отношении карбонатные соединения марганца, представляющие основной первичный компонент руд преобладающего большинства месторождений. Такая закономерность требует глубокого анализа для построения генетических моделей и схем классификации марганцевых и железо-марганец-кремний-фосфатовых залежей.

3) Наиболее древние марганцевые руды уже на заре геологической истории Земли находились в ассоциации с рудами железа. Эта ассоциация наблюдается на многих протерозойских и фанерозойских месторождениях и четко проявляется на этапе формирования глубоководных железо-марганцевых конкреций современных океанических водоемов.

4) Марганцеворудный процесс протекал обычно с одинаковой интенсивностью как в платформенных, так и геосинклинальных областях. В зависимости от того, с какой стадией геосинклинального развития связано формирование месторождений, изменялся общий характер продуктивных ассоциаций, некоторые генетические особенности оруденения и его масштабы. В связи с этим становится объяснимым принадлежность марганцевых месторождений разного типа к одной эпохе: в пределах определенного промежутка времени отдельные регионы земного шара находились на разных стадиях геосинклинального развития, чем и была обусловлена разнотипность разновозрастных месторождений. Например, Усинское месторождение и месторождения Удско-Шантарского района относятся к одной кембрийской эпохе, но первое из них связано с переходной стадией геосинклинального процесса, а второе — с начальной.

5) Наложенные субазральные, инфильтрационные и метаморфические процессы нередко способствовали обогащению первичных, особенно карбонатных руд марганца. Почти во всех промышленных типах марганцевых месторождений, вне зависимости от их возраста и условий формирования, устанавливается близкий парагенезис марганцевых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалиани Г.А. Об источнике марганца Чиатурского месторождения. — Тр. Груз. политехн. ин-та, 1978, № 4.
Алексеев Б.С. Неотокит из олигоценового марганцеворудного горизонта Варнинского района. — Мин. сб. Львов. геол. о-ва 1960, № 14.

Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.

Бузмаков Е.Н., Кулиш Л.И., Мачабели Г.А. и др. Особенности осадконакопления в некоторых марганцеворудных бассейнах. — В кн.: Новые

- данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
- Данилов И.С.* Вещественный состав и геохимия пиролюзит-псиломелановых окисленных руд Никопольского месторождения. — В кн.: Исследование и рудоносность юга Украины. Днепропетровск, 1971, вып. 4.
- Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
- Долидзе Д.П., Мачабели Г.А., Панцулия В.В.* Марганцевые руды: Геология СССР (полезные ископаемые). Грузинская ССР. М.: Недра, 1974. Т. 10.
- Мачабели Г.А., Хамхадзе Н.И.* О литологических особенностях олигоценых марганцевых отложений Кавказа и источнике марганца. — В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979, с. 41—47.
- Сапожников Д.Г.* Эволюция марганцевого рудообразования в областях складчатого обрамления плит. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 32—39.
- Соколова Е.А.* Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 360).
- Bouladon J.* Le principaux types de gisements de manganese et leur importance économique. — Rev. industr. miner., 1970, vol. 52, N 1.
- Supriya R.* Precambrian manganese ore deposits of India. — In: A critique theses of the report IV Indo-Sovietsk simposium, Moscow, 1981.

УДК 553.43:551.7

Л.Ф. Наркелюн, В.С. Салихов, А.И. Трубочев

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО МЕДЕНАКОПЛЕНИЯ

Осадочное медное оруденение типа медистых песчаников и сланцев пользуется широким распространением в материковом блоке земной коры и известно на всех континентах земного шара. Проявления и месторождения меди приурочены к определенным структурным элементам Земли, главные из которых — орогенные и платформенные области и в меньшей степени — миогеосинклинальные.

Широкое площадное распространение медного оруденения позволило нам выделить в нем различные металлогенические единицы, соответствующие тем или иным тектоническим структурам, а затем сгруппировать рудные месторождения в региональные металлогенические пояса, меденосные провинции, меденосные зоны. Среди них наиболее отчетливы Восточно-Сибирский, Восточно-Европейский, Притихоокеанский региональные металлогенические пояса, а также меденосные провинции и зоны Южной, Западной и Северной Африки, Канадского щита, Западной Европы, Центрального Казахстана, Средней и Южной Азии, Ближнего Востока, Австралии.

Медное оруденение отмечается на всех уровнях стратиграфической шкалы, начиная от раннего докембрия до неогена включительно. Однако анализ обширного материала по медистым песчаникам и сланцам позволяет выделить в разрезе осадочной оболочки земной коры конкретные эпохи и периоды усиленного меденакопления, чередующиеся с ослабленными периодами, вплоть до полного исчезновения проявлений, представляющих промышленный интерес. Ниже приводится перечень эпох меденакопления и масштабы их оруденения от общих ресурсов медистых песчаников и сланцев (в %):

Палеоген-неогеновая	1,2	Вендская (позднедокембрийская)	44,8
Меловая	1,8	Раннедокембрийская	14,7
Пермо-карбоновая	31,7	Остальные стратиграфические подразделения	5,8

Из них глобальное распространение имеют меденосные отложения позднедокембрийской эпохи меденакопления, отмеченные буквально на всех континентах. Конечно, это не строго узкий временной и стратиграфический интервал, и он проявляется не строго одновременно на всех континентах, а несколько растянут во времени, поскольку байкальский тектогенез, с которым связано оруденение, неодновременно проявился на различных континентах Земли, и, кроме того, для докембрия отсутствует строгая система отсчета времени и временные реперы. К позднедокембрийской эпохе меденакопления относятся знаменитые месторождения Южной Африки (Заир-Замбийский пояс), месторождения и проявления меди Северной, Западной и Юго-Западной Африки, Австралии (пояс Аделаида), Канады (Редстоун) и США (Уайт-Пайн), Аравии (Тимна), сравнительно недавно открытая меденосность по восточной и северо-западной окраине Сибирской платформы, а также Центральной Азии (Айнак в Афганистане) и проявления юго-западного Китая.

Другая важная эпоха — пермо-карбоновая, меденосные отложения которой отмечаются на многих континентах. В отложениях остальных эпох медное оруденение и особенно промышленные скопления встречаются локально.

Выделяемые эпохи меденакопления, связанные с циклами тектогенеза, не являются простым повторением особенностей предыдущих эпох меденакопления, а каждая из них несет в себе черты нового, отображая эволюционный направленный процесс развития. Эта направленность касается прежде всего вещественного, в частности элементного, состава руд (см. таблицу).

Как видно из данных таблицы, медные руды наиболее ранней докембрийской эпохи меденакопления характеризуются сравнительно простым элементным составом, в котором отмечено всего два-три ведущих компонента. В позднедокембрийскую и более поздние эпохи меденакопления отмечается все возрастающее усложнение элементного состава и появление многокомпонентных медных руд, достигающих своего апогея на позднегерцинском цикле тектогенеза. Здесь элементы-примеси, встречающиеся в медных рудах и рудоносных горизонтах, проявлены с максимальной полнотой.

Последующие эпохи меденакопления — меловая и палеоген-неогеновая — связаны с киммерийским и альпийским циклами тектогенеза, снова характеризуются упрощением элементного состава медных руд, что сопровождается рассеянием меди. На рассеяние меди к концу фанерозоя обращал внимание еще В.М. Попов [1957].

Среди элементов-примесей, встречающихся в меденосных горизонтах, отчетливо устанавливаются сквозные их различия и элементы, характерные для определенных эпох меденакопления. Среди первых типично серебро, постоянно сопровождающее медные руды во всех эпохах.

Другие распространенные элементы-примеси, встречающиеся в повышенных количествах во многих меденосных провинциях и зонах, — кобальт и никель. Причем кобальт, никель, а также ванадий (встречающийся не всегда в повышенных количествах) чаще характеризуют месторождения и проявления вендской меденосной эпохи, что, вероятно, связывается со становлением глобальных габбро-анортитовых поясов в позднем докембрии.

Таблица

Эволюция элементного состава медных руд эпох меденанокопления

Цикл тектогенеза	Карельский	Байкальский	Герцинский
			ранний
Возраст	Нижний протерозой	Верхний рифей—нижний кембрий	Карбон—нижняя пермь
Элементный состав руд	Cu, Ag	Cu, Co, Ag, U	Cu, Ag, Pb, Zn, Re, Au, Pt, Co
Пример	Кодаро-Удоканская зона, месторождения Канадского щита	Заир-Замбийский медный пояс, Уайт-Пайн (США), Айнак (Афганистан) и др.	Джезказганский район, Донбасс, Нью-Брансвик (Канада)

Таблица (окончание)

Цикл тектогенеза	Герцинский	Киммерийский	Альпийский
	поздний		
Возраст	Верхняя пермь—нижний триас	Мел	Палеоген—неоген
Элементный состав руд	Cu, Pb, Zn, U, Au, Ag, Cd, Pt, Ni, Mo, Re, Se, V, Sc, Ge, Co	Cu, Ag, Bi, Ni, Co	Cu, Ag, Au
Пример	Предсудетская моноклираль, Мансфельд, Колорадо (США), Негра-Уануш (Перу)	Мерия, Айн-Сефра (Северная Африка), юго-западный Китай	Коро-Коро, Эбро (Испания), Наукат (Средняя Азия)

Минеральный состав медных руд также испытывает определенную тенденцию к эволюционному развитию во времени, хотя следует отметить, что он по сравнению с элементным остается более постоянным и консервативным. Действительно, главнейшие медные сульфиды — халькопирит, борнит и халькозин — отмечаются в породах всех уровней стратиграфической шкалы, не испытывая изменений в конкретных месторождениях и проявлениях меди. Более подвержены изменениям минеральные формы элементов-примесей. Так, для докембрийских медистых песчаников характерны распространенные и простые по составу минералы кобальта — карролит и кобальтин (Замбия, Заир, Кодаро-Удоканская зона, Айнак), для поздних эпох специфичны уже менее распространенные и более сложные — глаукоdot, саффорит (Джезказган в СССР, месторождения Польши и др.). Серебро в докембрийских рудах фиксируется главным образом в самородной форме и реже в виде штрмейерита или электрума (Кодаро-Удоканский район), в более поздних медистых песчаниках и сланцах чаще фиксируются его сложные формы — дискразит, яллаит, эквайрит (плато Колорадо в США, Джезказган в СССР, Мансфельд в ГДР и др.). Как факт усложнения минерального состава в последующих меденосных эпохах можно отметить появление в некоторых месторождениях редких сульфидов: бетехнита и джезказганита.

Некоторые факты позволяют предположить, что часть элементов-спутников медистых песчаников (рений, селен, теллур, индий) в ранние эпохи рудогенеза из-за малого количества не образовали собственных минералов, в более же поздние эпохи их содержание в результате многократных геологических процессов увеличилось, и они уже в состоянии были дать свои собственные минеральные формы. Минералы рения – реньерит и джезказганит – установлены соответственно в рудах Мансфельда и Джезказгана, тогда как в ранних эпохах рений отмечен лишь в виде изоморфных примесей. Никель и кобальт при низких содержаниях концентрируются в виде изоморфных примесей в пирит-халькопиритовых рудах, а при высоких концентрациях они уже образуют собственные минералы и приурочиваются к халькопирит-борнитовым зонам.

Определенную роль в эволюции минерального состава медных руд играют процессы метаморфических и контактово-метаморфических преобразований. Например, появление в рудах гематита, ильменита, магнетита и пирротина можно объяснить влиянием этих процессов на первично неизменные рудоносные толщи. Поскольку эти преобразования развиты большей частью в более древних формациях, чем в молодых, можно говорить о том, что эволюционное изменение здесь шло от ранних эпох к более поздним в соответствии с эволюцией метаморфизма. Отмечается также, что этот процесс приводил иногда к упрощению состава медных руд и к замене медных сульфидов железо-медными и в конечном итоге одними железными (пирит, марказит, пирротин) с добавлением окислов железа (гематит, магнетит) и формированием необычных парагенетических ассоциаций: магнетит–пирит–пирротин, пирит–гематит и др.

Кроме направленной и необратимой эволюции вещественного состава медных руд, определенные изменения испытывает и обстановка осадконакопления, в пределах которой шло формирование рудных залежей. Так, для ранних эпох меденакпления (ранне- и позднедокембрийская) наиболее характерными были мелководные и прибрежноморские обстановки; реже в разрезах появляются дельтовые фации. Формирование продуктивных отложений происходило преимущественно на фоне трансгрессий, а конкретные участки меденакпления были приурочены к склонам палеоподнятий. В более поздние эпохи меденакпления заметно сказывается влияние континентальных фаций при прогрессивном убывании морских. Во всяком случае среди меденосных отложений карбона уже значительная роль принадлежит аллювиальным накоплениям нередко с древесными остатками. Аллювиальные и русловые фации встречаются в отдельных меденосных районах и более ранних эпохах меденакпления, но их постоянное присутствие в том или ином количестве начинается с границы девона и карбона.

В отложениях более поздних эпох меденакпления (меловой и палеоген-неогеновой) существенная роль принадлежит континентальным фациям, а меденакпление происходило главным образом в обширных приморских аллювиальных равнинах, в конкретной аллювиально-лагунной обстановке.

Своеобразна фациальная обстановка типа себкхи, широкое распространение отложений которой отмечается в пермо-карбоновой эпохе меденакпления, т.е. на отрезке времени, когда происходила смена и прогрессивное развитие лагунно-континентальных фаций вместо убывающих мелководноморских. Здесь же широко распространены карбонатные и эвапоритовые красноцветные формации во многих районах, вмещающих медное оруденение. Отдельные отложения, сформированные в обстанов-

ке типа себкхи, могут быть встречены и отмечаются в более древних эпохах меденакпления, в частности в переходных отложениях от венда к кембрию (Талат-Науманы в Северной Африке, юг Сибирской платформы и др.), но очевидно, что сходные фациальные обстановки распространены в отложениях более поздних эпох меденакпления.

Периодичное появление медного оруденения и его направленное развитие в осадочной оболочке земной коры объясняется, на наш взгляд, двумя основными причинами (см. рисунок): 1) эволюционным развитием и этапностью органического мира, а следовательно, изменчивостью его продуцента — органического вещества; 2) эволюцией питающих провинций.

Кроме этих двух главных причин, определенную роль играли эволюционное развитие во времени фациальной обстановки, показанное выше, а также развитие красноцветных карбонатных и эвапоритовых формаций, связанных обычно с завершающими этапами тектоно-магматических циклов. Связь же красноцветных формаций с меденосными отложениями общеизвестна, а эпохи красноцветной седиментации, выделяемые в истории Земли [Анатольева, 1978], не противоречат выделенным нами эпохам меденакпления. Исключения составляют девонская красноцветная седиментация и отсутствие эпохи развития красноцветов в раннем докембрии. Это объясняется тем, что девонская красноцветная седиментация во многих случаях является эффузивно-осадочной и не относится к рассматриваемому нами типу медистых песчаников и сланцев; а причинами отсутствия эпохи красноцветной седиментации в раннем докембрии являются, с одной стороны, процессы метаморфизма, с другой — не всегда проявленная связь красноцветов с меденосными отложениями (Удокан и др.).

Как известно, захороненное органическое вещество в осадочных породах и рудоносных осадках представляет движущую силу осадочного рудообразования. Эволюционное развитие органического мира сказывается на составе захороняемого органического вещества, о чем свидетельствует не всегда устанавливаемая прямая зависимость между содержаниями рудного компонента и остаточного углерода.

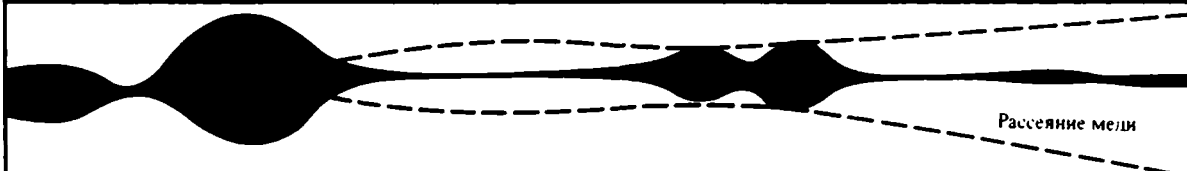
В докембрии при развитии главным образом низших форм органического мира (зоо- и фитопланктона) наблюдается соответствие эпох меденакпления эпохам развития органического мира, каковыми являются периоды в 2,1–1,7 и около 0,6 млрд. лет назад [Св. Сидоренко, Созинов, 1977]. Эти исследователи выделяют еще и третий период развития органического мира докембрия, определяемый в 3,7–3,5 млрд. лет, что должно позволить, вероятно, с иных позиций оценить меденосность отложений, встречаемых на этом возрастном интервале.

В фанерозое и особенно в мезозой–кайнозое при широком развитии органического мира и прогрессивном развитии планктона, наблюдается рассеяние меди, что наиболее характерно для меловой и палеоген–неогеновой эпох. Совершенно очевидно, что при разнообразии органического мира и большой биомассе другие процессы и факторы меденакпления должны быть строго однонаправленными для образования каких-либо крупных скоплений меди в региональном плане (эпохи меденакпления).

Эволюционное развитие и интенсивность меденакпления на определенных стратиграфических уровнях осадочной оболочки земной коры во многом определяют особенности развития породных ассоциаций питающих провинций, на что обращал внимание В.Н. Холодов [1981]. Появление, например, наиболее крупной позднекембрийской эпохи меденакпления связывается с крупнейшими структурными преобразованиями на рубеже кембрия и докембрия, широким развитием рифтогенных структур.

Схема эволюции меднакопления в истории Земли

Протерозойская			Палеозойская									Мезозойская			Кайнозойская		Эра																
PR ₁	PR ₂		Кембрий Є ₁	Ордовик O ₁ O ₂ O ₃			Силур S ₁ S ₂ D ₁			Девон D ₁ D ₂ D ₃			Карбон C ₁ C ₂ C ₃			Пермь P ₁ P ₂		Триас T ₁ T ₂	Юра Y ₁ Y ₂		Мел K ₁ K ₂		Палеоген P ₁ P ₂ P ₃		Неоген N ₁ N ₂		Период, эпоха						
	Карельский	Байкальский		Вендский	Каледонский						Герцинский			Киммерийский			Альпийский		Цикл тектонеза		Эпоха меднакопления		Стадия развития магматизма										
Раннедокимбрийская		Вендская							Пермо-карбонная						Меловая		Палеоген-неогеновая				Кратонная (стадия первичного сиалического магматизма)		Континентальная (стадия дифференциального магматизма)						Континентально-океаническая (дифференциальный магматизм)				



Эпоха и некоторые рубежи
в развитии органического мира

Схема эволюции
питающих провинций

Эпоха
красноцветной
седиментации



↑ Покрытосеменные



↑ Хвойные голосеменные
лепидофиты



↑ Риниофиты (споровые)



↑ Позвоночные



Фито- и зоопланктон

Щелочные
Гранитоидный

Плагиограниты

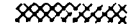
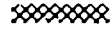
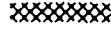
Габбро-анортозиты

акиты

Базальтовый магматизм,
дифференциальный

Многообразие магматических
формаций

Осадочное петрообразование



тур, что привело к существенной перестройке питающих провинций. Примечательным событием этого времени является становление и формирование глобальных габбро-анортозитовых поясов, широкое развитие основных вулканитов при затухании примитивного коматиит-базитового вулканизма (кларк меди, как известно, наибольшие значения имеет именно в основных породах).

На каледонском этапе тектогенеза в стадию континентального развития земной коры отмечается появление многообразных магматических формаций [Богатилов и др., 1980] при сравнительно широком развитии осадочного породообразования (см. рисунок), а осадочные породы имеют в большинстве своем низкие значения кларка меди. Отсутствие каких-либо значительных концентраций меди на каледонском этапе, кроме того, можно объяснить его незавершенностью, на что указывают ряд исследователей [Геологический словарь, 1978].

На герцинском цикле тектогенеза, отвечающего пермо-карбонковой эпохе меденакпления, произошли заметные изменения в магматизме, выразившиеся, в частности, в широком проявлении гранитоидных формаций при относительном ослаблении осадочного породообразования. Последовательное же увеличение в более поздних гранитоидах и осадочных породах лития, рения, редких земель, сурьмы, селена и других элементов отмечается многими исследователями [Щербаков, 1964].

Высокое содержание редких и рассеянных элементов в областях сноса не могло не сказаться на составе отложений в смежных бассейнах седиментации, что и явилось главной причиной появления многокомпонентных медных руд в более поздние эпохи меденакпления.

На следующих этапах тектогенеза происходит дальнейшее увеличение многообразия изверженных формаций, широкое развитие осадочного породообразования и органического мира, что наряду со снижением энергетического потенциала Земли привело, напротив, к упрощению состава медных руд.

ЛИТЕРАТУРА

Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций, Новосибирск: Наука, 1978.

Богатилов О.А., Марков М.С., Рябчиков И.Д. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 48—53.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973.

Попов В.М. О периодичности меденакпления в истории Земли. — Тр. Фрунз. политехн. ин-та, 1957, вып. 1, с. 10—25.

Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Терригенно-углеродистые формации докем-

брия и фанерозоя. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия: Тез. докл. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 39—54.

Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 30—96.

Щербаков Ю.Г. Закономерности распределения редких элементов в гранитоидах. — В кн.: Проблемы генезиса руд, 1964, с. 15—42.

Ю.Н. Занин

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Эволюцию фосфоритообразования в истории Земли можно рассматривать с точки зрения: а) масштабов фосфоритообразования (на фоне рассеянного фосфоритонакопления); б) фосфоритоносных формаций и их сообществ (эволюция петрографических, минералогических и химических особенностей формаций, положение в них фосфоритов и эволюция других признаков, отвечающих формациям в целом или их сообществам); в) типов фосфоритов; г) химико-минералогического состава фосфатов, входящих в состав фосфоритов.

Эволюция собственно фосфатонакопления как рассеянного, так и промышленного определяется в конечном счете двумя ведущими факторами: особенностями привноса фосфора в бассейн и особенностями его осаждения. Если привнос фосфора может гипотетически варьировать между эндогенным (в первую очередь вулканогенным) и экзогенным (как следствие развития процессов выветривания на суше) его источниками, то условия седиментации определяются более широким набором признаков, которые в геологической истории могли существенно менять свое значение. Они могут быть подразделены на ряд таких групп, как физико-химические особенности вод бассейнов седиментации (состав и концентрация растворенных катионов и анионов, значения pH и Eh), палеогеографические обстановки (морфология и положение фосфоритоносных бассейнов в системе океан—континент, глубины, палеорельеф, системы океанических течений и т.п.), развитие органического мира, развитие минералов — осадителей фосфора и т.д.

Вопросы эволюции фосфоритообразования и фосфоритонакопления в тех или иных аспектах привлекали внимание широкого круга исследователей, хотя многие из них самого слова "эволюция" и не употребляли. Среди этих исследователей следует отметить Б.М. Гиммельфарба, Н.С. Шатского, Н.М. Страхова, Г.И. Бушинского, А.С. Соколова, Н.И. Юдина, В.Г. Сагунова, А.В. Ильина, В.Н. Холодова, Р. Шелдона и многих других. Но особенно нам хотелось бы выделить работы Н.А. Красильникова [1967] и П. Кука и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979], создавших наиболее целостные модели фосфоритообразования от древнейших времен до кайнозоя включительно. Усилиями перечисленных выше исследователей (и, несомненно, большего числа не перечисленных) установлены многие особенности эволюции фосфоритонакопления, которые могут рассматриваться как в высшей степени обоснованными; другие вопросы активно дискутируются; третьи — лишь ставятся для изучения.

В одном сравнительно кратком сообщении невозможно охватить все вопросы эволюции фосфоритообразования, и поэтому я остановлюсь лишь на тех из них, которые находятся, как нам представляется, в ряду важнейших.

Эволюция масштабов фосфатонакопления в истории Земли. Вопросы изменения масштабов фосфатонакопления в геологической истории привлекали внимание ряда исследователей. Идея существования эпох фосфатонакопления встречала как своих сторонников, так и противников. Она поддерживается, однако, большинством

исследователей. Наиболее полно вопрос о запасах фосфоритов в месторождениях был рассмотрен П. Куком и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979]. Они выделяют 10 эпох ("эпизодов") фосфоритообразования. В докембрии выделяются нижнепротерозойская эпоха (1800—2200 млн. лет), среднепротерозойская, выделяемая условно (1200—1600 млн. лет), и две верхнепротерозойские (на уровне 700—800 и 620 млн. лет). В фанерозое выделяются следующие эпохи фосфатонакопления: кембрийская, ордовикская, пермская, юрская, позднемеловая—эоценовая с двумя максимумами, отвечающими верхам верхнего мела и эоцену, и миоцен-плиоценовая. Фосфатопоявления, отвечающие эпохам фанерозоя, имеют широкое распространение; исключение составляют лишь более ограниченные территориально проявления пермской эпохи.

Степень обоснованности выделения этих эпох фактическим материалом в фанерозое такова, что каких-либо сомнений в достоверности их существования быть, вероятно, не может. Тем не менее датировка некоторых из этих эпох нуждается, на наш взгляд, в уточнении. Так, в миоцен-плиоценовой эпохе фосфатонесными являются главным образом миоценовые породы; плиоценовые фосфориты в своем большинстве — продукты переработки миоценовых фосфоритов, что отмечается для различных районов Америки и Африки, где эти фосфориты преимущественно развиты, хотя для позднего плиоцена местами отмечается и самостоятельное фосфоритообразование. Юрскую эпоху фосфоритообразования следует определить как верхнеюрскую—нижнемеловую. Кембрийскую эпоху следует объединить с вендской и рассматривать ее как вендско—нижне—(средне?) кембрийскую. Что же касается довендских фосфоритонесных эпох, то они выделяются менее уверенно, степень датировки этих эпох менее надежная. Несмотря на полученные новые данные по фосфоритности протерозойских и условно архейских отложений, промышленные запасы фосфоритов месторождений этого возраста резко уступают фанерозойским. Тезис о более низкой промышленной фосфоритности древних отложений сегодня остается справедливым. Лишь начиная со среднего рифея можно говорить об интенсификации этого процесса.

Рассмотрение вопросов эволюции фосфоритонесных формаций не может быть сделано без четкого выделения и классификации таких формаций. Основополагающей в этом вопросе является известная работа Н.С. Шатского [1955], который выделил три группы фосфоритонесных формаций: вулканогенно-кремнистую, терригенно-карбонатную, глауконитовую. Эта классификация в несколько измененном виде была использована Н.А. Красильниковой [1967] в работе по эволюции фосфатонакопления. Н.А. Красильникова выделила карбонатно-кремнистую формацию (архей—верхи протерозоя), терригенно-карбонатную (развитую от позднего докембрия до кайнозоя включительно) и терригенно-глауконитовую (от кембрия до кайнозоя).

В книге "Фосфориты и апатиты Сибири" З.А. Еганов, В.П. Казаринов и Н.А. Красильникова [1980] выделяют четыре группы фосфоритонесных формаций: карбонатную, терригенную, вулканогенную и коры выветривания. Эта классификация представляет значительный шаг вперед в анализе фосфоритонесных формаций, хотя и касается лишь одного региона. В указанной работе уточнен и диапазон временного развития отдельных типов формаций. В последнее время увеличивается число данных о фосфоритности ниже-, а порой и верхнепротерозойских джеспилитовых формаций (такие материалы имеются в США, Европе, Азии, Австралии);

также с нижнего протерозоя известна фосфоритонность терригенных формаций, среди которых тип глауконитовых формаций прослеживается до среднего рифея. К числу фосфоритонных формаций в настоящее время принято относить и порфиристо-лептитовую вулканогенно-осадочную, с которой связаны месторождения типа Кируна [Формозова, 1968], известную в нижнем протерозое. Это, кажется, единственная осадочная формация, в отношении которой большинство исследователей соглашаются об эндогенном источнике в ней фосфора.

Таким образом, уже в нижнем протерозое мы имеем следующий набор фосфоритонных формаций: карбонатно-терригенная (и, возможно, карбонатно-кремнистая), терригенная, джеспилитовая, порфиристо-лептитовая, а начиная по крайней мере со среднего рифея выделяется терригенно-глауконитовая формация.

С поздним докембрием связано начало формирования еще одного типа формаций, в ряде случаев содержащих конкреционные фосфориты: кремнисто-сланцевой рудоносной [Формозова, 1968]. Эта формация, характерная черта которой — присутствие оолитовых железных руд гематитового и гематито-шамозитового состава, — почти во всех случаях формировалась, по мнению Л.Н. Формозовой, во внутренних частях геосинклинальных областей. Отложения формации этого типа наиболее широко развиты в ордовике.

В ордовике зародилась платформенная карбонатно-терригенная глауконитосодержащая группа формаций, содержащих как оолитовые железные руды, так и фосфориты качественно иного состава и тектонического положения. Фосфориты, связанные с формациями этой группы, получили максимальное развитие в мезозой-кайнозое и особенно в верхнеюрское-меловое время. Наиболее древние представители данной группы формации — среднеордовикские отложения Сибирской платформы.

Что же касается молодых — третичных, в первую очередь миоценовых, — фосфоритов, то они встречаются не только в терригенно-карбонатных и терригенно-глауконитовых формациях, но и в формациях, резко обогащенных кремнеземом.

Можно сказать, что начиная с нижнего протерозоя фосфориты приурочены к двум генетическим группам формаций: преимущественно аутигенного (карбонатного, кремнистого, а также порой железистого, который рассматривается в качестве аутигенного материала) и терригенного (чаще всего кварцевого) состава. С течением геологического времени в первой группе формации трансформировался состав всех породообразующих компонентов. Карбонатный материал в древнейших формациях представлен как известняками, так и доломитами, тогда как в молодых (третичных) — только известняками. Кремнистый материал в древнейших формациях (джеспилитовых, кремнисто-карбонатных, кремнистых) представлен в основном кремнями, в молодых — диатомитами, опоками. Более стабилен состав терригенных формаций. В древнейших формациях этого типа нередко наблюдается ожелезнение, тогда как для молодых формаций железные руды менее типичны, хотя иногда и встречаются в них. В терригенных формациях ожелезненны нередко и сами фосфориты.

Эволюция фосфоритонных формаций во времени — важная проблема и до сих пор полностью еще не разрешена.

Эволюция типов фосфоритов в истории Земли, в наиболее полном виде разработанная также Н.А. Красильниковой [1967], в главных чертах сохраняет свое значение и в настоящее время, но она также может быть детализирована. Уже начиная с нижнего протерозоя наблюдаются две основные группы петрографических типов фосфоритов: пластовые (включая

как микрозернистые, так и зернистые) и желваковые (в отдельных случаях конгломератовые). Если первые приурочены преимущественно к формациям аутигенного ряда, то вторые — к терригенным формациям.

Безусловно, лучше изучены петрографические типы пластовых микрозернистых фосфоритов. Как справедливо указывала Н.А. Красильникова, древнейшими их представителями являются афанитовые тонкокристаллические разновидности и лишь начиная со среднего рифея появляются оолитово-зернистые. К протерозою относятся и известные строматолитовые фосфориты Раджастана; этот тип фосфоритов встречается по крайней мере до среднего кембрия включительно, хотя в кембрийских отложениях они, как правило, развиты слабо. Древние оолитово-зернистые фосфориты являются, возможно, онколитовыми, т.е. того же ряда, что и строматолитовые. Начиная с венда и в кембрии широко развиты также и овулитовые фосфориты, которые рядом исследователей не отождествляются с оолитовыми. Если желваковые фосфориты образовывались на протяжении большого отрезка геологического времени, то пластовые фосфориты в молодых отложениях континентального блока практически не встречаются.

В мезозое преобладающим развитием пользуются желваковые (конкреционные) фосфориты, получившие наибольшее развитие в породах от верхней юры до верхнего мела включительно; в то же время начиная с верхнего мела получают развитие зернистые фосфориты, пользующиеся преимущественным развитием также в палеоцене—эоцене и миоцене (наряду с подчиненным развитием здесь желваковых фосфоритов); желваковые фосфориты продолжают развиваться и в четвертичное время.

Таким образом, каждая из выделенных эпох фосфоритообразования характеризуется одним или двумя преобладающими типами фосфоритов.

Весьма важен, но еще полностью не разработан вопрос об эволюции в истории Земли самого минералогического состава кальциевых фосфатов (карбонат-апатитов), слагающих фосфориты. Карбонат-апатиты по содержанию в их составе таких компонентов, как карбонат-ион, натрий, вода, весьма отзывчивы на условия среды минералообразования. Например, содержание натрия в них возрастает при переходе от континентальных фосфоритов к островным, образованным в солоноватоводной среде, и далее — к морским.

В этой связи весьма проблематичными выглядят предположения о первично-одинаковом составе морских фосфоритов, выдвинутые в нашей стране В.З. Блисковским [1976], а за рубежом Дж. Макартуром [McArthur, 1978].

По мнению автора данной статьи, все древние фосфориты (кембрийские, протерозойские) бедны указанными выше компонентами. Бедны ими и некоторые молодые фосфориты (как, например, палеогеновые фосфориты Западной Африки, миоценовые фосфориты о-ва Сахалин). Мы не можем, однако, рассматривать подобный состав фосфатов кальция как результат изменения первичных обстановок фосфатонакопления. Предполагается, что во всех указанных случаях фосфориты претерпели воздействие процессов катагенеза или выветривания [McArthur, 1978], изменивших их состав.

Можно указать, однако, на одну особенность состава наиболее древних (нижнепротерозойских) фосфоритов — в них отмечается часто пониженное или низкое содержание фтора. Так, гидроксил-апатитовый состав имеют фосфориты в составе джеспилитовой формации в Финляндии; такой же состав предполагается и для нижнепротерозойских фосфоритов Северного Мичигана [Cannon, Klasner, 1976], также связанных с кремнисто-железистой формацией и т.д. Можно предполагать в связи с этим, что

низкое содержание фтора — специфика древнейших фосфоритов, хотя вывод этот нуждается в дополнительном обосновании.

Ранее А.Б. Ронов и Г.А. Корзина [1960] со ссылкой на материалы Б.М. Гиммельфарба высказывали иную точку зрения, т.е. предполагалось не повышение, а понижение содержания фтора от древних фосфоритов к молодым. В то же время отмечаемое указанными авторами некоторое снижение содержания фтора в ордовике, юре и палеогене заслуживает внимания.

Касаясь эволюции факторов фосфатонакопления, мы ограничимся рассмотрением лишь двух из них — общей палеогеографии бассейнов и климатического.

Для конкретных фосфатоносных районов и бассейнов палеогеографические схемы составлялись многократно. Однако попыток их обобщения, классификации и анализа эволюции (кроме как на уровне системы океан—континент в целом) не предпринималось. Настоящее рассмотрение вопроса — не более чем его постановка. В самом общем виде могут быть выделены три или четыре типа фосфоритоносных бассейнов.

1. Эпиконтинентальные внутриконтинентальные моря, на многие сотни или первые тысячи километров отстоявшие от океанического бассейна. Такими являлись многие мезозойские бассейны Северной и Средней Евразии, продуцировавшие желваковые фосфориты. Бассейны занимали порой огромные площади, измеряемые миллионами квадратных километров.

2. Эпиконтинентальные бассейны, непосредственно примыкавшие к океаническому, но представлявшие частично отчлененные от них моря или крупные заливы. Таковы бассейны формирования зернистых фосфоритов верхнего мела—эоцена Аравийско-Африканской провинции [Покрышкин и др., 1978].

3. Собственно шельфовые участки открытых краевых частей океанических бассейнов, к которым приурочены области четвертичного, преимущественно желвакового фосфоритообразования.

4. Бассейны накопления микрозернистых пластовых фосфоритов кембрийского и пермского возраста, о палеогеографии которых очень мало известно. Тем не менее многие исследователи отмечают некоторую отдаленность или изоляцию их от океанического бассейна. А.В. Ильин [1973] указывает на такую изоляцию для Хубсугульского бассейна, Э.А. Еганов и Ю.К. Советов [1979] — для Каратауского. Нет достаточной ясности в характере связи океанических бассейнов и областей фосфатонакопления для бассейна Джорджина и формации Фосфория; пожалуй, нет сомнений лишь, что здесь мы имеем дело (особенно в первом случае) не с открытым океаническим шельфом. В палеозое промышленное фосфатонакопление было связано прежде всего с бассейнами данной группы.

В мезозое наиболее продуктивными были бассейны первого типа (эпиконтинентальные внутриконтинентальные), в верхнем мелу и третичное время — бассейны второго типа, тесно связанные с океаном. В четвертичное время фосфоритообразование происходило только на океанических шельфах и не выявляется во внутриконтинентальных морях.

Климатические условия фосфоритообразования привлекли внимание широкого круга исследователей. При этом одни исследователи [Страхов, 1960; Красильникова, 1967] анализировали лишь климатические условия регионов фосфоритообразования, другие акцентировали внимание главным образом на глобальных климатических изменениях и их роли в фосфоритообразовании. Для анализа эволюции фосфоритообразования важно главным образом последнее обстоятельство.

Существуют две точки зрения на глобальные климатические условия эпох фосфоритообразования. Согласно одной из них фосфатонакопление связывается преимущественно с эпохами похолоданий. Наиболее последовательный сторонник этой точки зрения — Г. Белинко [Belinko, 1980], по мнению которого пять из семи выделяемых им эпох мезозойско-кайнозойского фосфоритообразования одновременны оледенению и связаны с регрессиями.

Советские геологи придерживаются в своем большинстве иных взглядов, и многие из них связывают развитие фосфоритов с повышенным приносом фосфора из развивающихся на континентах кор выветривания. Первым эта идея применительно к желваковым и зернистым (а фактически к мезозойским и кайнозойским) фосфоритам была выдвинута Н.С. Шатским [1955]. Применительно к месторождениям пластовых фосфоритов кембрия она развивалась В.Н. Холодовым [1970]; безоговорочно поддерживали эту идею В.М. Синицын [1967] и В.П. Казаринов [1966]. Е.М. Герасимов, Р.С. Родин и А.В. Шматко [1966] обращали внимание на известную связь повышенных концентраций фосфора с олиговыми железными рудами, а также бокситами. С выносом фосфора из кор выветривания связывает формирование молодых фосфоритов Казахстана В.Г. Сагунов [1971]. Близких представлений на генезис фосфоритов придерживался Г.И. Бушинский [1966]. Низкий уровень современного фосфоритообразования И.В. Николаева [1977] объясняет слабым развитием современных кор выветривания.

Автор сделал попытку увязать изменения интенсивности фосфоритообразования в мезозое и кайнозое с изменениями климата в это время.

Как уже отмечалось ранее [Занин, 1981], эпохи фосфоритообразования (верхнемеловая—среднепалеогеновая с максимумами в верхнем мелу и эоцене, миоценовая) отвечают, с одной стороны, эпохам повышения температур, а с другой — эпохам трансгрессий, характеризовавшимся влажным климатом. Теплый и влажный климат должен был способствовать интенсификации развития процессов выветривания на континенте и выносу растворенных веществ, в том числе фосфора, в океан. Имея в виду высокую по существующим представлениям насыщенность океанических вод фосфором, близкую к предельной, и малое время пребывания фосфора в океане, следует ожидать быстрого извлечения фосфора, поступившего в растворах в океан, в осадок, т.е. периоды поступления фосфора в бассейны и периоды фосфоритообразования должны быть практически синхронными, что мы и наблюдаем.

Чрезвычайно низкое развитие процессов фосфоритонакопления в олигоцене связано, очевидно, с холодным климатом этого времени в сочетании с регрессивным режимом.

К подобному же выводу в самое недавнее время пришли исследователи А. Артур и Х. Дженкинс [Arthur, Jenkins, 1981]. Очевидно, при справедливости рассматриваемого тезиса следует ожидать связи фосфоритообразования с другими полезными ископаемыми, развитие кор выветривания для которых является важнейшим.

Интересно, в частности, сравнить эпохи бокситообразования такой области интенсивного развития процессов выветривания, как Западная Африка, и фосфатонакопление в бассейне Атлантического океана. Анализ показывает, что эпохи бокситообразования [Акаемов и др., 1980] и фосфоритообразования [Емельянов, Романкевич, 1979] для указанных районов совпадают (или близки) и отвечают верхнему мелу, эоцену и миоцену. Интересно сопоставление эпох морского и континентального гипергенного фосфатонакопления. Устанавливается, что эпохи форми-

рования гипергенных фосфоритов (верхнемеловая—зоценовая, миоцен—плиоценовая). [Занин, 1981] весьма близки (или идентичны) эпохам формирования морских фосфоритов. Олигоценовое время для образования гипергенных фосфоритов было столь же неблагоприятно, как и для морских. Хорошо известна связь мезозойских третичных фосфоритов с глауконитом, образование которого многими исследователями [Синицын, 1967; Казаринов, 1966; Казанский, 1972; Николаева, 1977] также связывается с непосредственным выносом слагающих его компонентов из выветривающихся пород.

Выделяемые И.Н. Николаевой [1977] эпохи интенсивного глауконитообразования в фанерозе (нижний кембрий, нижний ордовик, верхняя юра, нижний мел, верхний мел, палеоген, миоцен) близки или вполне соответствуют эпохам фосфоритообразования.

Интересно также, что выделяемые М.А. Жарковым [1981] раннекембрийские, пермские, позднеюрские и миоценовые этапы грандиозного эвапоритового накопления, которые он связывает с повышенным синхронным выносом солей в растворах с континента, близки в общем эпохам повышенного фосфоритообразования. Для девонского времени (эйфельский век) характерно, по мнению М.А. Жаркова [1981], как и для раннекембрийского и пермского этапов, значительное развитие сульфатно-кальциевых пород. Девонское время характеризуется и заметным фосфоритообразованием. Мы хотим также акцентировать внимание на заключение А.Б. Ронина и Г.А. Корзиной [1960], отметивших при изучении рассеянного распределения фосфора, что отложения девона Восточно-Европейской платформы характеризуются положительными кларками концентрации фосфора и, таким образом, не исключается возможность нахождения в них промышленных месторождений.

Указанные сопоставления, несмотря на их фрагментарность, показывают, что для фосфоритов, по крайней мере в фанерозе, нет какой-то своей изолированной линии развития, и эволюция их является частью общего процесса эволюции осадочного пороодообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Акавмов С.Т., Тяжков В.А., Прокофьев С.С. Этапность бокситообразования в Западной Африке. — Докл. АН СССР, 1980, т. 249, № 1, с. 154—158.
- Блискоцкий В.З. О курските и франколите. — Литология и полез. ископание, 1976, № 3, с. 75—84.
- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 195 с.
- Герасимов Е.К., Родин Р.С., Шатко А.В. К вопросу о происхождении фосфоритов. — В кн.: Условия локализации фосфоритовых осадков Сибири. Л.: Недра, 1966, с. 40—49.
- Еганов Э.А., Казаринов В.П., Красильникова Н.А. Фосфоритовые формации. — В кн.: Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 17—24.
- Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
- Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана: Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Жарков М.А. Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солёности вод Мирового океана в фанерозе. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 110—121.
- Занин Ю.Н. Некоторые вопросы эволюции морского и континентального фосфоритогенеза в кайнозое. — В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск, 1981а, с. 62—70.
- Занин Ю.Н. О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозе. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981б, с. 121—133.

- Занин Ю.Н., Кривошукская А.М., Вехрамева А.М.* и др. Преобразование состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов в процессе катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 37—45.
- Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973, 168 с.
- Казанский Ю.П.* Корреляция рифейских отложений Сибирской платформы по перетолженным продуктам выветривания. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 57—61.
- Казаринов В.П.* Проблема поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л.: Недра, 1966, с. 3—14. (Тр. ВСЕГЕИ. Сер. Закономерности размещения и образование полезных ископаемых; Вып. 45; Т. 146).
- Красильникова Н.А.* О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 156—163.
- Николеев И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977, 321 с.
- Покрышкин В.И., Бойко В.С., Ильшенико В.Я.* Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 102—119.
- Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А.Б., Корзина Г.А.* Фосфор в осадочных породах. — Геохимия, 1960, № 8, с. 667—687.
- Сагунов В.Г.* Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, 192 с.
- Синицин В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967, 232 с.
- Соколов А.С.* Седиментологические особенности фосфоритообразования, литогенетические типы и закономерности размещения фосфоритов. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 171—174.
- Страхов Н.М.* Климат и фосфоритонакопление. — Геология руд. месторождений, 1960, № 1, с. 3—15.
- Формозова Л.Н.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Недра, 1968, т. 2, с. 7—153.
- Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии: 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 2, с. 130—137.
- Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—100.
- Ясманов Н.А.* К вопросу о эволюции температурного режима в фанерозое. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1427—1429.
- Arthur M.A., Jenkyns H.C.* Phosphorites and paleoceanography. — In: 26 Cong. Geol. Intern., Paris, 1980, Oceanologia Acta, Colloque C4. Géologie des Océans. P., 1981, p. 83—96.
- Balinko G.* Some thoughts on the genesis of sedimentary marine phosphate beds. — Phosph. and Potassium, 1980, N 106, Mar.-Apr., p. 17—22.
- Cannon W.F., Klasner J.S.* Phosphorite and other apatite-bearing sedimentary rocks in the Precambrian of Northern Michigan. — U.S. Geological survey circular 746, 1976, p. 6.
- Cook P.J., McElhinny M.W.* A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. — Econ. Geol., 1979, vol. 54, p. 315—330.
- Laajoki K., Saikkonen R.* On the geology and geochemistry of the Precambrian iron formation in Vyyrylänkyla, South Puolanka area Finland. — Geological Survey of Finland, Bull. 292, 1977, p. 137.
- McArthur J.M.* Systematic variations in the contents of Na, Sr, CO₂ and SO₄ in marine carbonate fluorapatite and their relation to weathering. — Chem. Geol., 1978, vol. 21, N 1/2, p. 89—112.

Н.И. Юдин

ЭВОЛЮЦИЯ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ

Вопросы эволюции фосфатонакопления в ходе геологической истории рассматриваются в ряде работ [Шатский, 1955; Гиммельфарб, 1965; Бушинский, 1966; Казаринов, 1966; Красильникова, 1967; Cook, McElhinny, 1979; Занин, 1981; Юдин, 1981]. В настоящей работе развигаются существующие взгляды по этой сложной проблеме.

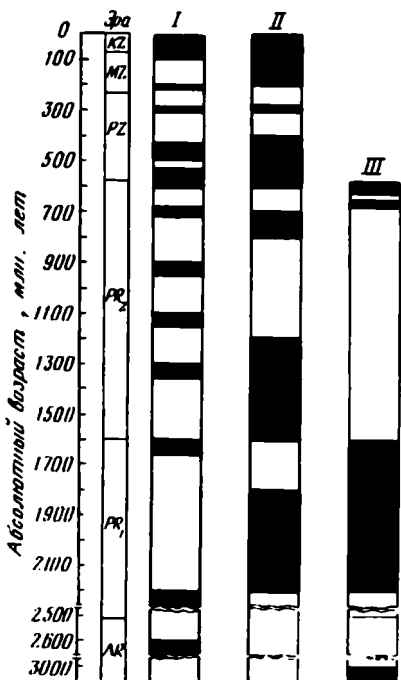
Участие фосфора в различных процессах — осадочных, биологических, магматических и выветривания — определило неравномерность его распределения как в литосфере в целом, так и в породах различных стратиграфических уровней (см. рисунок).

В литосфере содержится огромная масса фосфора и только незначительная часть валового количества его концентрируется в месторождениях. Большая часть концентраций фосфора связана с осадочными и осадочно-метаморфическими породами.

Сравнительно недавно было распространено мнение, что морское фосфатонакопление происходило только в докембрии. Однако накопленные к настоящему времени данные по фосфатонасности верхнеархейских—нижнепротерозойских осадочно-метаморфических комплексов СССР (Центрально-Алданский, Анабарский, Балтийский, Украинский щиты, Становой, Хамардабанский, Восточно-Саянский хребты) и других стран (Канада, Австралия, Китай, Бразилия, Индия) свидетельствуют о широком развитии морского фосфатонакопления уже в раннем докембрии.

Фосфатонасность проявляется по-разному. В одних случаях фосфатное вещество рассеяно в осадочно-метаморфических породах, в других наблюдаются залежи пластовых апатитовых руд, в третьих в зонах тектоно-магматической активизации образуются крупные гидротермально-метасоматические месторождения апатита за счет первично-осадочного фосфатного вещества [Юдин, 1980; Парфенов, Юдин, 1982].

В осадочных отложениях Западной Гренландии, абсолютный возраст которых определяется в 3,4 млрд. лет, обнаружена фауна *procaerotic*, которая свидетельствует о присутствии в морском бассейне



Основные эпохи развития морских фосфатонасных и углеродсодержащих (в докембрии) формаций

I — по данным Н.И. Юдина [1981];
II — по данным П. Кука и М. Макелхинн [Cook, Mc Elhinny, 1979]; III — по данным А.В. Сидоренко, В.А. Тенякова, Св. А. Сидоренко [1980]

того времени растворимых соединений фосфора. На Центральном Алдане общая мощность апатитоносной осадочно-метаморфической толщи колеблется в разных тектонических блоках от 7500 до 8700 м. Среднее содержание P_2O_5 в породах верхнеалданской свиты составляет 0,14%, федоровской — 0,19% [Энтин и др., 1975]. Апатитовые проявления сосредоточены главным образом в восточной части Центрального Алдана в полосе распространения федоровской свиты с абсолютным возрастом пород 2,6—3 млрд. лет. В большинстве своем эти проявления приурочены к месторождениям флогопита (Каталах, Эмельджак, Канку) или железных руд (Таежное и др.). Апатит в наиболее обогащенных участках образует скопления в виде полос и линз мощностью до 1 м, прослеживающихся по простиранию на десятки и сотни метров; нередко он содержит повышенные количества хлора, что, возможно, связано с обогащенностью хлором первичных вулканогенно-осадочных пород.

В юго-западном Прибайкалье апатитоносная гнейсово-мраморная формация, в стратиграфическом отношении приуроченная к верхам слюдянской серии верхнего архея, сложенная преимущественно карбонатными породами, имеет мощность от 600 (Хамардабано-Мойготский район) до 1500 м (Слюдянский район) и прослеживается с запада на восток на расстояние до 300 км [Юдин, Арсеньев, 1970]. Формация имеет ритмичное строение, выражающееся в чередовании карбонатных апатитоносных горизонтов с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев. Залежи апатито-кварцево-диопсидовых, апатит-кварцево-диопсид-карбонатных, апатит-кварцево-карбонатных и апатит-карбонатных руд имеют пластовую и линзовидную формы. Выделяются грубополосчатые руды с мощностью от 10 до 30 см, полосчатые — от 2 до 10 см, тонкополосчатые — от нескольких миллиметров до 2 см. Слоистые апатит-кварцево-диопсидовые руды отражают, по-видимому, текстуру первично-осадочных тонкослоистых фосфатсодержащих карбонатно-кварцевых пород, за счет которых они образовались.

Стратиграфическая приуроченность и выдержанность апатитоносных горизонтов по простиранию, ритмичное строение мраморно-гнейсовой формации, парагенетические ассоциации минералов в апатитовых породах, насыщенность отдельных горизонтов гнейсов высокоглиноземистыми минералами и углеродом, обогащенность отдельных пачек мраморов графитом, отчетливая слоистость и согласное положение апатитоносных горизонтов, комплекс элементов—примесей, характерный для осадочных отложений, сходство минеральных ассоциаций и химического состава фосфоритов и их метаморфических аналогов в совокупности отражают свойственные осадочному процессу структурно-фациальные условия осадконакопления и фосфоритообразования.

Рассмотренные выше апатитоносные формации юго-западного Прибайкалья и центрального Алдана с абсолютным возрастом пород 2,6 млрд. лет и более [Фрумкин, Нужнов, 1968] представляют собой, на наш взгляд, метаморфические аналоги наиболее древних фосфоритоносных формаций, свидетельствующих, по-видимому, о начале морского фосфоритообразования в докембрии.

К архейскому этапу фосфатонакопления относятся комплексные апатитсодержащие руды джеспилитовой формации, которую Н.С. Шатский [1955] отнес к специфическому формационному типу докембрия. Наиболее крупное месторождение — Полконен-Пахтаваара в финской Лапландии — связано с киватинским типом [Марков, 1959]. Оно приурочено к архейским (2500—2800 млн. лет) сильно метаморфизованным зеленокаменным породам (альбит-хлоритовым, альбит-амфиболовым,

иногда с прослоями карбонатов). Железистые кварциты, магнетитовые, реже магнетит-гематитовые с примесью сидерита и баррандита содержат до 47,5% железа и 0,6–1,8% (в среднем 1%) P_2O_5 . На территории СССР апатитовосность архейских железистых кварцитов отмечается в районе КМА и на Южном Урале [Зверев и др., 1976].

Более мощная и широко развитая эпоха фосфатонакопления – нижепротерозойская. В районе КМА фосфатосность связана с углеродистыми кремнисто-сланцевыми и терригенно-карбонатными отложениями тимской свиты оскольской серии нижнего протерозоя [Созинов, Казанцев, 1978]. По их данным, отложения тимской свиты представлены преимущественно углеродисто-слюдистыми, углеродисто-слюдисто-фосфатными сланцами, углеродистыми кварцевыми алевролитами, фосфатными и марганцовистыми карбонатными породами. Содержание углеродистого вещества колеблется от 0,2 до 15–18%. Мощность свиты не менее 1000 м. Свита имеет ритмично-слоистое строение, во многом напоминающее по внешнему облику нижележащие железистые кварциты (джеспилиты) курской серии. В ней скважинами вскрыты толщи пород мощностью до 250 м, в которых наблюдаются пачки с повышенной фосфатностью и мощностью от первых метров до десятков метров. Породы в среднем содержат 1,5–5% P_2O_5 . Фосфатные слойки (до 10–15% P_2O_5) мощностью от 0,1 до 1–5 см чередуются с менее фосфатными углеродистыми, марганцовисто-карбонатными, песчаными, сланцевыми тонкими (1–2 см) слойками.

На Кольском полуострове в Печенгско-Варзугской зоне развит осадочно-вулканогенный комплекс отложений протерозоя, в разрезе которого скважинами в центре рудного поля Печенги вскрыта фосфатосная пачка, представляющая собой ритмичное чередование гравелитов, песчанников, алевролитов и сульфидно-углеродистых серицитовых и хлоритовых сланцев. Фосфатными являются гравелитовые и грубозернистые песчаники, содержащие от 0,5 до 7% P_2O_5 . Фосфатное вещество представлено фторкарбонатапатитом с примесью до 3–5% свободного углерода. Фосфатосная пачка весьма сходна с фосфатосной толщей в районе КМА.

Характерная особенность нижепротерозойской эпохи, уже намечившейся в архее, – генетическая связь фосфатонакопления с железонанослением, приуроченным к вулканогенно-осадочным комплексам. К этому периоду относятся развитые на территории Скандинавии апатитосодержащие вулканогенно-осадочные железорудные порфиристо-лептитовая и близкая к ней лептитовая формации [Формозова, 1973]. С порфиристо-лептитовой формацией на севере Швеции связаны апатит-магнетитовые месторождения Кирунавара и Луоссавара, в Норвегии – Нисседаль и др. Порфиристо-лептитовая формация нижнего протерозоя (2000–2150 млн. лет) мощностью свыше 4000 м представлена серией перемежающихся порфиритов, лептитов, гнейсов и других пород с прослоями мраморизованных известняков и графитовых, слюдистых или лептитовых сланцев.

Пластовые залежи апатит-магнетитовых и апатит-гематитовых руд длиной от 1 до 6 км мощностью от 25 до 122 м содержат 64–68% железа и 2–6% P_2O_5 . Отмечаются прослои собственно апатитовых руд мощностью 1–2 м с содержанием до 25% фторрапатита. Достоверные и прогнозные запасы апатитосодержащих железных руд этого типа в Северной Швеции оцениваются в 3,5–4 млрд. т, а P_2O_5 – не менее 150 млн. т.

Дальнейшее развитие земной коры в верхнем протерозое предопределило разнообразие условий фосфатонакопления в различных районах, пестроту осадочных отложений, увеличение накопления карбонатных пород и фосфоритов; в связи с этим происходит усложнение типов

литогенеза; все большую роль в формировании фосфоритов играет биомасса (организмы планктона) бассейнов осадконакопления. С этим периодом связаны нижне-, средне- и верхнерифейский рубежи фосфатонакопления с большим многообразием фосфоритоносных формаций, широко распространенных в пределах складчатых областей Сибири и Дальнего Востока, в зонах геосинклиналей и краевых прогибов. Выделяются три основные группы формаций: хемогенная, хемогенно-терригенная и осадочно-вулканогенная [Юдин и др., 1974].

Рифей — переходный рубеж от осадочно-метаморфических апатитоносных формаций к слабо метаморфизованным или незатронутым метаморфизмом фосфатоносным формациям. В одном из многочисленных районов развития рифейских формаций (Енисейском) в разрезе терригенных формаций, представленном песчаниками, алевритами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, выделяется фосфоритоносная толща мощностью около 500 м, приуроченная к удерейской и погорюйской свитам среднего рифея (абсолютный возраст по глауконитам — 1100 млн. лет). В бассейне р. Иркинеевой в этой формации, в толще темно-серых алеврито-глинистых сланцев мощностью около 230 м, встречаются многочисленные (до 60) тонкие (0,5—3 см) прослои глинистых сидеритов, содержащих более 1% P_2O_5 , а в некоторых из них (по данным химических анализов штучных проб) содержание P_2O_5 доходит до 10%. Основные минералы фосфатсодержащих глинистых сидеритов — фосфат, глинистые минералы, сидерит и глауконит, в подчиненном количестве встречаются кварц и полевые шпаты. Фосфат присутствует в тонкокристаллической и мелкозернистой формах.

Глобальный размах получило фосфатонакопление в венде—кембрии (Азия, Африка, Австралия). К этому времени относится образование таких крупнейших фосфатоносных бассейнов, как Каратауский в СССР, Хубсугульский в МНР, Юннаньский в Китае, Лаокайский во Вьетнаме, Джорджина в Австралии. Эти бассейны формировались в близких к платформенным миегосинклинальных условиях. Преимущественное развитие в них получили терригенно-карбонатная, карбонатная, кремнисто-карбонатная и глинисто-кремнисто-карбонатная формации и тонкозернистый тип фосфоритов с сравнительно высоким содержанием P_2O_5 . В формировании фосфоритов все большую роль играет органическое вещество. С этим интервалом времени связано появление скелетной фауны, широкое развитие эвапоритовых (сульфатно-терригенных), а в ряде районов и вулканогенно-осадочных формаций.

Новая, неповторимая эпоха фосфатонакопления — ордовикская, в которой образовались крупные концентрации фосфора, имеющие явно выраженное биогенное происхождение, обусловленное массовым развитием брахиопод, обладавших способностью ассимилировать из морских вод и, возможно, из тонкодисперсной суспензии и тонкого ила фосфат кальция для постройки своих раковин. Накопление фосфатных створок и их обломков происходило в условиях морской трансгрессии при пониженном привносе терригенного материала и активной гидродинамики вод [Горбунова, 1980].

Вслед за ордовикской нами выделяется пока еще слабо изученная девонская эпоха фосфатонакопления, с которой связаны кремнисто-карбонатно-черносланцевая фосфоритоносная формация в северном Иране и апатито-железонасная вулканогенно-осадочная формация метакварцевых карбонатных кератофиров в Горном Алтае.

С пермской эпохой фосфатонакопления связаны огромные концентрации фосфора, составляющие, по оценке В.Е. Маккелви, Р.В. Свенсона

и Р.П. Шелдона [McKelvey et al., 1953], $7,3 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5 . Обогащенность фосфоритов и всей формации Фосфория в целом органическим веществом послужила для многих исследователей [Powell et al., 1975] основанием для выделения этой формации в качестве нефтематеринской. Развитие в соседних районах синхронных с фосфоритами красноцветных гипсоносных и гипсооленосных толщ (эвапориты формации Чалуотер) привело некоторых исследователей [Орлова, 1951; Страхов, 1960] к выводу о существовании аридных климатических условий при образовании фосфоритов Скалистых гор. Так же, как и нижнекембрийские, фосфориты формации Фосфория образовывались в тектонической обстановке, близкой к платформенной.

Дальнейшее развитие фосфатонакопления в мезозой-кайнозое достигло наивысшего расцвета на рубеже верхнего мела и кайнозоя. В мезозое выделяются два основных этапа фосфоритообразования: верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой. С первым связаны широко развитые в пределах Восточно-Европейской платформы конкреционные фосфориты (Егорьевское, Вятско-Камское и другие месторождения), приуроченные к терригенно-глауконитовой формации, которая формировалась в гумидных эпиконтинентальных бассейнах. Со вторым этапом связано формирование как терригенно-глауконитовой формации с высокожелезистым конкреционным типом фосфоритов (Актюбинский бассейн), так и терригенно-карбонатной с зернистым типом фосфоритов (Египетский, Восточно-Средиземноморский бассейны и др.).

Для мезозойского этапа фосфатонакопления характерна парагенетическая связь фосфато- и глауконитообразования, разнообразие литогенетических типов фосфоритов: конкреционных зернистых и их смешанных разновидностей, платформенный тектонический режим, связь по латерали с углеродистыми формациями.

Кайнозойская эпоха фосфоритообразования характеризуется наибольшим разнообразием литогенетических типов фосфоритов: конкреционных зернистых, органогенно-зернистых, терригенных, биогенных (гуано), связанных с корами выветривания. Фосфоритообразование было приурочено в это время к различным палеогеографическим и структурно-тектоническим зонам: платформам, краевым прогибам, складчатым областям, континентальному шельфу. При этом наблюдается некоторая дифференциация развития типов фосфоритоносных формаций в пространстве и времени. Так, в Африканско-Аравийской фосфоритоносной провинции максимум фосфоритонакопления падает на палеоген, при этом преимущественное развитие получила группа терригенно-карбонатных формаций с зернистым типом фосфоритов. В неогене (миоцене) наиболее интенсивное фосфатонакопление происходило в шельфовых зонах океанов. Здесь глобальное развитие получили новые группы фосфоритоносных формаций — органогенно-терригенная и биогенная (гуано). Первая распространена вдоль побережий Африки, Северной и Южной Америки, Индии, на шельфах Австралии, Японии, Новой Зеландии [Безруков, Батурин, 1976]. Вторая развита на многочисленных островах Тихого океана, а также в пещерах на континентах.

Органогенно-терригенная группа представлена двумя основными типами формаций: глинисто-диатомитовым (фосфоритоносный бассейн Сенура), который характеризуется преобладанием в нем диатомитов, чередующихся с пластами зернистых фосфоритов, и глауконитово-зернистый, в котором фосфориты сложены фосфатными конкрециями, зернами, обломками, фосфатизированными и нефосфатизированными органогенными остатками, зернами кварца, глауконита. Образование фосфо-

ритов этой группы многие исследователи объясняют размывом фосфоритов и фосфоритоносных пород в прибрежных зонах континентов и на дне океанов.

Анализ распределения фосфора в породах различных стратиграфических уровней свидетельствует об усилении фосфатонакопления от древних к более молодым эпохам, причем в каждой последующей эпохе фосфатобразование является результатом размыва и переработки фосфоритов предыдущих эпох.

Наблюдающееся разнообразие фосфоритоносных формаций и литогенетических типов фосфоритов, приуроченных к различным геологическим эпохам, свидетельствует о том, что морское фосфатобразование от докембрия до настоящего времени прошло определенное эволюционное развитие, связанное с общей эволюцией Земли.

Каждая эпоха характеризуется свойственными ей физико-химическими и геологическими процессами фосфатонакопления. Для всех фосфатоносных формаций от раннего докембрия до современных характерен постоянный парагенезис фосфора с карбонатами, который определяется кристаллохимическим единством фосфора и кальция и осаждением фосфата кальция в результате физико-химического равновесия в морской воде между $\text{CaO-MgO-P}_2\text{O}_5$ и Fe при определенном значении pH, также зависящем от общего количества карбонатов в воде. Повышение или понижение их общего количества в воде, соотношения между взаимосвязанными ионами CO_3^{2-} , HCO_3^- и свободной CO_2 , меняющиеся с изменением температуры и солёности воды, приводит то к увеличению щёлочности среды, то к ее понижению.

Важная роль в осаждении фосфора из морской воды принадлежит фтору, значение которого в геохимическом цикле и физико-химических процессах фосфатонакопления пока еще, на наш взгляд, недостаточно изучено. Как отмечает З.С. Альтшулер [1977], устойчивость фосфатов кальция зависит от количества фтора в воде. Фторapatит значительно менее растворим, чем гидроксилapatит, и даже следы иона фтора вызывают осаждение фторapatита при более низких значениях pH и содержаниях CaO, чем в его отсутствие при осаждении гидроксилapatита.

Несмотря на различия литологических типов морских отложений, фосфат в них представлен главным образом карбонат-фторapatитом, что свидетельствует о постоянстве физико-химических условий его образования.

Для докембрийских и нижнекембрийских фосфатоносных формаций характерен парагенезис фосфата кальция преимущественно с доломитом ввиду того, что доломитообразование было основным видом карбонатного процесса в связи с более высоким содержанием CO_2 в атмосфере в этот период, чем в последующее время. В фосфоритах более молодых эпох наблюдается явное преобладание кальция над доломитом, что связано с уменьшением доломитообразования в эти эпохи.

Докембрийское время, особенно его ранние этапы, характеризуется осаждением значительных масс фосфора совместно с железом и образованием апатитсодержащих железорудных месторождений. В более молодые эпохи хотя и сохраняется парагенезис этих элементов, но уже в иной форме. Морские фосфоритоносные фаши отделились от железорудных, однако для докембрийского времени характерна парагенетическая связь фосфато- и глауконитообразования.

На протяжении всей геологической истории прослежена тесная генетическая связь между фосфатобразованием и развитием органической жизни [А.В. Сидоренко и др., 1980], наблюдается синхронность

формирования морских фосфоритоносных и углеродсодержащих формаций.

Увеличение общей биомассы живой материи привело к увеличению резерва фосфора в океанической воде и созданию благоприятных физико-химических условий осаждения фосфата (повышение содержания кислорода в атмосфере, общего количества карбонатов и в связи с этим увеличение рН морской воды). Эволюционное развитие жизни на Земле привело к формированию в ордовике и неогене таких различных по происхождению биогенных фосфоритов, как оболочевые и гуано.

Усиление процессов химического выветривания и миграции элементов способствовало более интенсивному выносу с континента в морской бассейн фосфора, что наряду с другими источниками обеспечивало пополнение его резерва в океанах; а то или иное течение процессов осадочной дифференциации определяло литогенетический тип, качество и размещение фосфоритов [Пустовалов, 1940].

Ранние эпохи (верхний архей—нижний протерозой) морского фосфатобразования имели, по-видимому, незначительное развитие шельфовых областей, а следовательно, ограниченные условия для накопления больших концентраций фосфора.

Расширение и развитие в позднем докембрии и особенно фанерозе океанов и морей, связанное с расчленением земной коры и дрейфом континентов в области низких широт, способствовало образованию на краях континентов обширных шельфовых областей, в которых в условиях спокойного тектонического режима и действия апвеллинга происходило формирование крупных фосфоритоносных бассейнов и провинций.

Огромное значение в общей эволюции фосфатонакопления имел климатический фактор, роль которого достаточно убедительно показана в работах Н.С. Шатского [1955], Н.М. Страхова [1960], Ю.Н. Занина [1981] и других авторов.

Дальнейшее изучение эволюции процессов фосфатонакопления, из которых многие остаются пока еще слабо изученными, имеет большое научное и практическое значение для понимания геологических условий и закономерностей размещения концентраций фосфора в осадочных толщах, а также для прогноза и поисков фосфатных руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтшупер З.С.* Выветривание месторождений фосфатов — аспекты геохимии и среды. — В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977, с. 47—116.
- Безруков П.Л., Батулин Г.Н.* Литология и возраст океанических фосфоритов. — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 20—28.
- Бекасов Н.Б.* Конкреционные фосфориты в разрезе осадочно-вулканогенного комплекса среднего протерозоя на Кольском полуострове. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 108—111.
- Бушинский Г.И.* О происхождении морских фосфоритов. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 15—23.
- Гиммельфарб Б.М.* Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 307 с.
- Горбунова Л.И.* Фосфатоносность нижнего ордовика северо-запада Русской платформы. — В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 133—150.
- Занин Ю.Н.* О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозе. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 122—133.
- Зверев А.С., Файзуллин Р.М., Михайлов А.С., Козлов Е.Н.* Метаморфогенные месторождения апатитовых и комплексных апатитосодержащих руд и их перспективная оценка. М.: ВИЭМС, 1976. 57 с.

- Казаринов В.П.** Проблема поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л.: Недра, 1966, с. 3—14.
- Красильникова Н.А.** О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 156—163.
- Марков М.С.** Джеспилитовые формации вулканогенно-кремнистого ряда в Караскайском синклинии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2, с. 221—243.
- Орлова Е.В.** Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. — В кн.: Мировые ресурсы минерального сырья. М.: Недра, 1951, вып. 19.
- Парфенов В.Д., Юдин Н.И.** Метаморфогенная апатитоносность древних толщ Центрального Алдана. М.: Наука, 1982, 175 с.
- Пустовалов Л.В.** Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с.
- Сидоренко А.В., Тяняков В.А., Сидоренко Св.А.** О биологической природе процесса созидания и развития смала земной коры. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 5—11.
- Созинов Н.А., Казанцев В.А.** О фосфоритоносности протерозойских отложений района КМА. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 3, с. 148—151.
- Страхов Н.А.** Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 3.
- Формозова Л.Н.** Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
- Фрумкин И.М., Нужнов С.В.** Основные проблемы геологии архейских образований Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1968, вып. 18, с. 7—18.
- Шатский Н.С.** Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещ. по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 3—96.
- Энтин А.Р., Смирнов Ф.Л., Узрюмов А.Н., Бурнайкин А.И.** Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита. — В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, кн. изд-во, 1975, с. 29—52.
- Юдин Н.И.** Литологические особенности размещения фосфоритов. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 173—179.
- Юдин Н.И.** Метаморфизм раннедокембрийских фосфоритоносных отложений Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 120—126.
- Юдин Н.И.** Эволюция фосфатонакопления. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. Новосибирск, 1981, с. 275—276.
- Юдин Н.И., Арсеньев А.А.** Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.
- Юдин Н.И., Арсеньев А.А., Горбунова Л.И.** Фосфоритоносные формации. — В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1974, с. 180—210.
- Юдин Н.И., Боровская И.С., Казанцев В.А., Скулков Н.А.** О фосфатоносности оскольской серии нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 107—108.
- Cook P.J., McElhinny M.W.** A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, p. 315—330.
- McKeivey V.E., Swanson R.W., Sheldon R.P.** The permian phosphorite deposits of Western United States. — In: C. r. 19th sess. congr. geol. intern., Alger, 1952, Sect. XI. Alger, 1953, p. 45—134.
- Powell T.D., Cook P.J., McKirdy D.M.** Organic geochemistry of Phosphorites. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 59, N 4, p. 618—632.

Н.Б. Вассоевич, Н.В. Лопатин, Е.И. Тараненко

ЭВОЛЮЦИЯ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ В ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Практикой нефтепоисковых работ была установлена промышленная нефтегазоносность докембрийских отложений ряда древних платформ, среди которых особое внимание привлекает Сибирская. Здесь уже открыты значительные по запасам залежи докембрийской нефти, а также газа и конденсата. Кроме того, достаточно высоко оцениваются перспективы верхнедокембрийских отложений, площадь распространения которых превышает 2,5 млн. км² [Геология..., 1981].

В научном плане проблема докембрийской нефти дала новый толчок к изучению древнейшей биосферы, эволюции ее органического мира и его взаимосвязей с окружающей средой. Возродившийся в последние годы интерес к историческому разворачиванию процесса образования и накопления углеводородистых горючих ископаемых (УГИ) в архее и протерозое обусловлен рядом причин.

Во-первых, легкодоступные ресурсы нефти — ценнейшего невозобновимого топливно-энергетического и химического сырья — быстро истощаются, открытие новых становится все более трудным. Большие объемы дорогостоящих работ направляются на поиски ловушек литолого-стратиграфического типа в традиционных нефтедобывающих районах, на изучение шельфовых зон морей и глубокозалегающих продуктивных горизонтов осадочно-породных бассейнов. Еще один слабоизученный резерв — докембрийские неметаморфизованные отложения Сибирской и других древних платформ.

Во-вторых, современная теоретическая концепция образования горючих ископаемых развивается прежде всего в историко-генетическом плане и не может исходить при этом из эволюции нефтеобразования в наиболее продолжительные, а по масштабам накопления, по-видимому, самые крупные эпохи архейского и протерозойского времени.

В-третьих, исследования архейских и протерозойских пород убедительно доказали биогенную природу встреченного в них органического вещества (ОВ) и огромный размах процессов его захоронения, что позволило понять характер тогдашних процессов накопления УГИ [Вассоевич, 1973; Родионова, Св.А. Сидоренко, 1973; Св.А. Сидоренко, А.В. Сидоренко, 1975; Конторович, Трофимук, 1976; Мишунина, 1978; Неручев, 1979; Tissot, Welte, 1978; Hunt, 1979; Reimer et al., 1979; Murray et al., 1980].

Нефтеобразование, как это показали многолетние исследования одного из авторов настоящей статьи, — полигенный и полихронный процесс с присущими каждой стадии литогенеза, каждому этапу истории ОВ (или, лучше сказать, седикахитов) масштабами и составом генерируемых углеводородов (УВ). Усиленное новообразование УВ в первую очередь низкомолекулярных ряда C₂—C₁₅ и широкая эмиграция микронепти наступают только при достижении нефтематеринскими породами определенной глубины с критическими температурами 90 ± 25°С. Этот период получил наименование *главной фазы нефтеобразования*, а теория, его объясняющая, — *осадочно-миграционная* [Вассоевич, 1975]. Феноменологические основы нефтеобразования в осадочно-породных бассейнах (ОПБ) в докембрии и фанерозое должны быть близкими, но не тождественными, что объясняется различиями в экологической ситуации разворачивания этого процесса в разные эпохи становления мегабиосферы и накопления осадков.

Прямое отражение в криптозойской истории горючих ископаемых нашли особенности филогенетического развертывания органического мира: огромная длительность биологических мегахоров, общее замедленное и монотонное ускорение эволюционного процесса, безраздельное господство прокариотической биоты [Соколов, 1976], отличавшейся высокой ежегодной биопродукцией в благоприятных экологических условиях и богатейшим нефтематеринским потенциалом. С учетом крупнейших ароморфозов ориентировочно выделены основные этапы становления мегабиосферы протогея (рис. 1), по которым условно можно датировать раннюю историю образования углеводородистых горючих ископаемых.

Химическая эволюция завершилась появлением примитивных, способных к самовоспроизведению гетеротрофных зобионтов (4,2 млрд. лет назад) [Соколов, 1976], — небольших по молекулярному весу полимеров, вероятно, рибонуклеотидов, не располагавших внутренним энергетическим источником, но осуществлявших реакции полимеризации на базе фосфорамидов и катализа, а также ресурсов окружающей водной среды. Период функционирования таких экосистем назовем *пробиосферой* (от греч. *рго* — до, раньше). О ее биопродуктивности пока ничего неизвестно. Геологическая ситуация была неблагоприятной для накопления каких-либо УГИ.

С *протобиосферой* (от греч. *protós* — в сложных словах означает первичность) раннего архея связан расцвет анаэробных фотосинтезирующих бактерий, осуществлявших аноксигенный фотосинтез¹, по-видимому, близких к современным пурпурным и серным зеленым бактериям и некоторым видам цианей. Единичные данные позволяют предположить, что микроаэрофилы с кислородным фотосинтезом появились, возможно, уже на рубеже 3,8 млрд. лет назад. Об этом косвенно свидетельствует появление первых железорудных отложений в древнейших метаосадочных породах юго-западной Гренландии и пояса Лимпопо на юге Африки, а также изотопия углерода карбонатных пород и органического вещества серии Ишуа [Schidrowski, 1980; Cloud, 1980]. Появление устойчивой бактериальной жизни, видимо, определялось формированием высокоэффективных оболочек у бактерий, организованных на основе липидных соединений. Это позволяет предположить, что с конца раннего архея впервые появляется возможность фоссилизации седикахитов, представленных стабилизированными липоидными компонентами. С протобиосферой ассоциируется самая ранняя эпоха накопления углеводородистых формаций (3,7—3,5 млрд. лет назад). Попытки реконструкции биопродуктивности раннеархейских морей не имеют достаточных оснований. В период протобиосферы, по-видимому, накапливалась самая небольшая в истории Земли биомасса, представленная различными прокариотами. Не исключено формирование сравнительно небольших по запасам скоплений "жирного" горючего газа и нефти в геосинклинальных бассейнах, выполненных вулканогенно-осадочным материалом.

Весьма вероятно, что на рубеже раннего и позднего архея или в первой половине позднего архея с появлением оксигенного механизма фотосинтеза у прокариот (близких к некоторым из современных цианей) биопродуктивность древних морей приближалась к нынешним ее значениям. Это событие ознаменовало наступление нового, грандиозного по продолжи-

¹ В условиях относительно высокого содержания в гидросфере восстановленных соединений фотосинтез развивался скорее всего по термодинамически выгодному пути фотолитиза $H_2S: CO_2 + 2H_2S \rightarrow CH_2O + H_2O + 2S$ (17 ккал/моль).

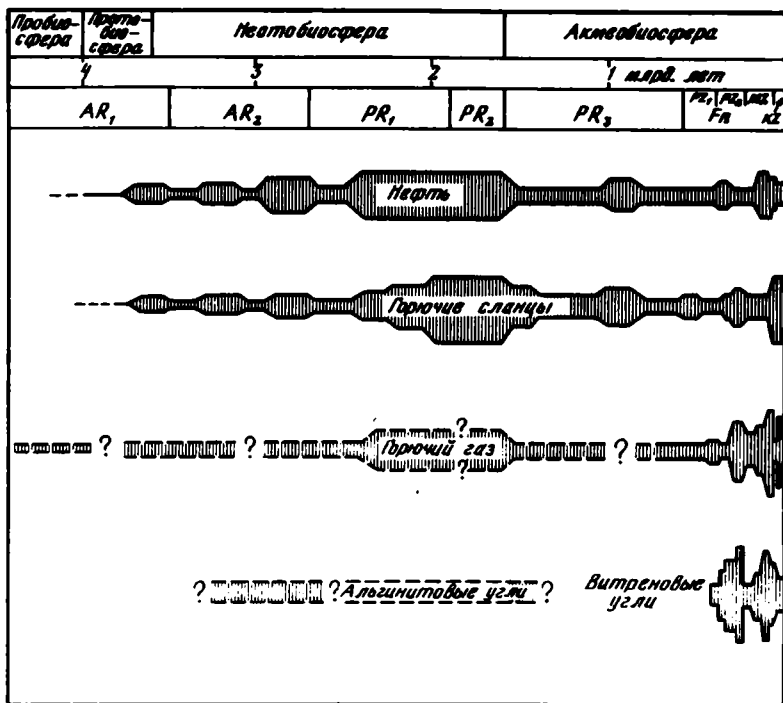


Рис. 1. Филогенетический порядок и условные масштабы накопления горючих ископаемых в протозое [Лопатин, 1981]

тельности (около 2 млрд. лет) этапа в истории становления мегабиосферы Земли. Одним из авторов он был назван *неотобиосферой* (от греч. *neōtos* — юный). Содержание кислорода в атмосфере превысило барьер Юри (0,1% от содержания O₂ в современной атмосфере). Начался процесс накопления мощных осадочных толщ и одновременно обозначилась тенденция к росту площади тектонически стабильной континентальной коры. Стала возможной благодаря оксигенному фотосинтезу прокариот карбонатная седиментация в мелководных морских условиях, в результате которой образовались канская серия Енисейского массива, мраморы и кальцифиры тетерево-бугской свиты Украинского щита и т.д. [Закруткин, 1980].

Пример высокой биопродуктивности прокариотической биоты позднего архея — реконструкция исходной материнской биомассы органического вещества метаосадочных пород свиты Шеба (3,4 млрд. лет назад) формации Фиг-Три [Reimer et al., 1979]. Структуры осадочных образований и седиментационные процессы были близки к современным. Содержание C_{орг} в этих слабометаморфизованных породах достигает (в %): 0,16–1,19 в глинистых сланцах, 0,26–1,34 в граувакках, 0,62–2,12 в граувакках серии Белвью. По расчетам Т. Реймера, в зоне распространения свиты накопилось около 52 · 10⁹ т C_{орг}, а общая биопродукция шебского бассейна (11 · 10¹⁵ г C_{орг}/год) сравнима со средней современной (25 · 10¹⁵). Количество выделившегося при этом в процессе фотосинтеза кислорода (30 · 10¹⁵ г) характеризует сравнительно высокую скорость его образования. Относительное обилие в свазиландской системе окисленных осадков (бариты, джеспилиты) также подтверждает огромное потребление кисло-

рода во время седиментации. Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко [1975] отмечают, в частности, что в темрюкской свите Приазовья (AR_2) встречаются пачки графитовых гнейсов мощностью до 10 м с содержанием C_{org} 10–30%, причем все еще фиксируется жидкая графитизированная содержащихся в образцах битумов.

Описано много примеров широкого распространения в раннем и среднем докембрии высокоуглеродистых формаций, с которыми могло быть связано образование и накопление нефти и горючих сланцев [Вассоевич и др., 1973; А.В. Сидоренко, Св.А. Сидоренко, 1975; Конторович, Трофимук, 1976; Неручев, Баженова, Ипатова и др., 1979; Лопатин, 1979; Работнов и др., 1979; Ронов, 1980; Шпунт, Сороко, 1981].

Пути реконструкции масштабов нефтеобразования и формирования ранних месторождений нефти, уничтоженных в процессе сильнейшей катагенетической переработки осадочных образований на границе архея и протерозоя и в конце раннего протерозоя, все еще не ясны. О былом размахе этого процесса свидетельствуют частично графитизированные древнейшие кериты и жильные образования типа шунгита-1. Сугубо ориентировочные расчеты исходных масштабов накопления мощной горючесланцевой серии в верхнем ятулии Прионежского мелководного морского бассейна показали, что ее первоначальные запасы составляли примерно $650-1300 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ [Лопатин, 1979]. Нефтематеринский потенциал этого типа ОВ один из самых больших; проходя при погружении бассейна главную зону нефтеобразования, шунгитовые горючие сланцы еще в среднепротерозойское время генерировали, по-видимому, около $250-400 \cdot 10^9 \text{ т}$ нефти, скопления которой давно разрушены. Можно предполагать, учитывая тип исходного нефтематеринского вещества, безусловно, богатого алифатическими и алициклическими соединениями (прокариотическая биота), что нефти в породах AR_2 , PR_1 и PR_2 были довольно однообразны по составу, богаты низкомолекулярными парафинами и нафтенами и содержали мало ароматических соединений.

Своеобразие исторического развертывания процесса образования и накопления горючих ископаемых на его ранних этапах в позднем архее – среднем протерозое (около 2 млрд. лет) сложилось под влиянием филогенетики развития прокариот и специфики тектогенеза, определившего формирование скоплений УГИ в осадочных бассейнах главным образом геосинклинального типа, литогенеза с господством терригенной седиментации и значительным вкладом вулканогенно-осадочного материала, а также более интенсивного по сравнению с фанерозойским теплообмена в литосфере. Структурно-формационный анализ докембрийских отложений показал, что в архейских и раннепротерозойских бассейнах геосинклинального типа накапливались подводно-вулканогенные образования (преимущественно основные лавы) и осадочные породы (рис. 2), главным образом терригенные (глины, граувакки, аркозы). Карбонатная седиментация была распространена слабо [Ронов, 1980]. Мощность осадочного выполнения бассейнов достигала (возможно, и превышала) 15 км. Интенсивное выделение радиогенного тепла в верхней мантии в раннем и среднем докембрии обусловило более высокие по сравнению с фанерозойскими значения геотермического градиента в осадочных бассейнах.

В позднем архее, раннем и среднем протерозое существовали особенно благоприятные условия для образования и накопления нефти и горючих сланцев [Лопатин, 1979, 1981]: а) постоянство биоценотической доминанты материнских экосистем; б) высокая продуктивность прокариотической биоты; в) “благородный” алиновый ($SK_{ал}$) тип захороняющей.

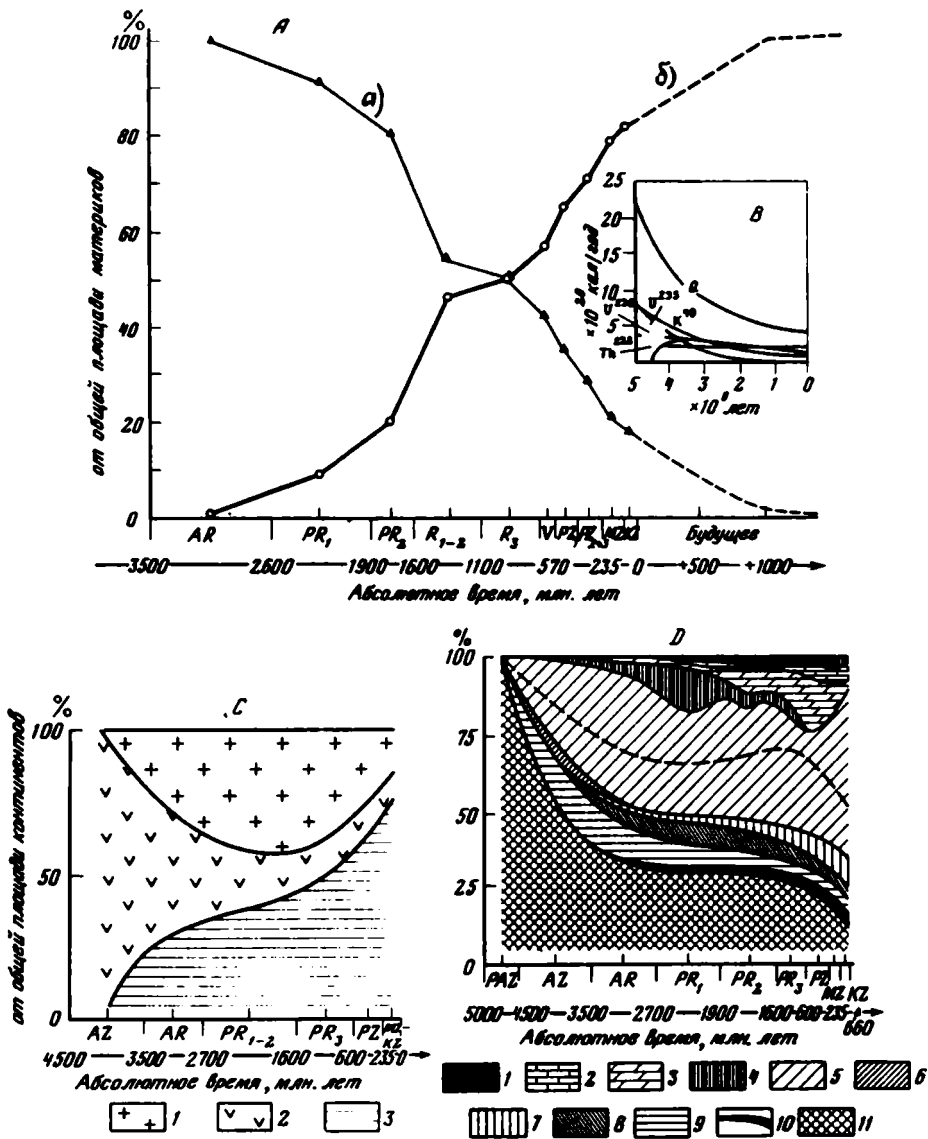


Рис. 2. Эволюция осадочной оболочки в истории Земли [Ронов, 1980]

А — общая тенденция к сокращению площади геосинклиналей (а) и росту платформ (б). В — выделение радиогенного тепла. С — изменение во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков (1 — гранитоиды и ортогнейсы, 2 — лавы преимущественно основные, 3 — осадочные породы). D — изменение литологического состава пород областей осадконакопления материков (1 — эвалпориты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — джеспилиты; 5 — лины и их метаморфические эквиваленты; 6 — вторичные кварциты; 7 — кварцевые пески; 8 — аркозы; 9 — граувякки; 10 — наземно-вулканогенные породы; 11 — подводно-вулканогенные породы).

ся некромы с большим нефтематеринским потенциалом; г) отсутствие трофических уровней в пелагиали и связанных с ними потерь массы ОВ; д) слабое развитие окислительных процессов; е) высокий, более чем на порядок выше современного, коэффициент фоссилизации ОВ; ж) минимальный в истории биосферы расход ОВ в условиях восстановительного диagenеза и, очевидно, бедного мира сапрофитов; з) формирование мощных осадочных бассейнов; и) "скоротечность" катагенетического преобразования ОВ, обусловленная аномально высоким тепловым воздействием. В результате, по-видимому, произошло значительно более крупное в сравнении с фанерозойским этапом накопление нефти и горючих сланцев. Однако этот вопрос еще слабо изучен, а многие свидетельства безвозвратно утрачены в ходе глобального метagenеза доверхнепротерозойских образований.

Некоторые из мощных прослоев, содержащих высококонцентрированное ОВ, могут, вероятно, рассматриваться как катагенетически преобразованные скопления древнейших углей — альгинитов. Выделение особого типа древнейшего углеобразования позволило бы расширить наши представления об эволюции этого процесса в истории Земли.

Завершение среднего протерозоя и начало позднего ознаменовалось новыми крупнейшими морфологическими изменениями в эволюции органического мира — появлением эукариот и возникновением многоклеточных с их поистине безграничными возможностями для усложнения и дифференциации организмов. С этого времени начинается принципиально новый этап в истории мегабиосферы, отличающийся быстрым увеличением информационного разнообразия биоценозов. Он назван одним из авторов *акмеобиосферным* (от греч. акмеос — зрелый, находящийся в расцвете).

Усложнение биоаквациенозов, появление дифференцированных *пищевых цепей* в пелагиали, окислительные условия в седименто- и диagenезе и расцвет сапрофитов должны были привести к уменьшению доли захороняющегося ОВ и, следовательно, снизить эффективность процесса нефтеобразования в недрах. Тем не менее в позднепротерозойских осадочных бассейнах, несомненно, формировались крупные залежи нефти, часть которых при благоприятных условиях могла сохраниться до наших дней. Об этом свидетельствуют месторождения нефти и газоконденсата на Сибирской платформе (являющиеся, конечно, небольшой частью былых скоплений), а также нефтепроявления на русской и других древних платформах. В рамках рассматриваемой проблемы отметим, что с появлением акмеобиосферы начинают формироваться нефти, близкие по составу к фанерозойским алкановым, малопарафинистым нефтям.

Таким образом, в докембрийской истории Земли можно выделить три периода эволюционного развития жизни, определяемых особенностями энергетического обмена аквабионтов с окружающей средой и в конечном счете определяющих масштабы захороняемого ОВ: 1) ранний архей; 2) поздний архей—ранний и средний протерозой; 3) поздний протерозой. Общая экологическая ситуация весьма благоприятствовала образованию и накоплению нефти — особенно во втором периоде (почти 2 млрд. лет), масштабы нефтеобразования в котором в сравнении с фанерозойским зоном были намного значительней. Объяснение этому следует искать не только в огромной продолжительности второго периода, но прежде всего в большей эффективности нефтеобразования за счет исключительно высокого нефтематеринского потенциала исходного ОВ и большого коэффициента фоссилизации его в осадках.

Практически суть проблемы докембрийской нефти заключается толь-

ко в ее сохранности перед отрицательным, разрушающим влиянием геологического времени. Чем ближе к нашим дням развивалась главная фаза нефтеобразования в докембрийских осадочных бассейнах, тем выше перспективы обнаружить новые месторождения нефти в еще метаморфизованных древних отложениях. Несомненно, Сибирская платформа не раз удивит мир открытием самых древних высококачественных нефтей и газоконденсатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассович Н.Б., Гусева А.Н., Тараненко Е.И.* К проблеме нефтегазообразования в докембрийских отложениях. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 150—157.
- Вассович Н.Б.* Происхождение нефти. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 5, с. 3—24.
- Геология нефти и газа Сибирской платформы/Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимук.* М.: Наука, 1982. 672 с.
- Закруткин В.Е.* О глобальных эпохах карбонатного осадконакопления в докембрии. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 415—418.
- Конторович А.Э., Трофимук А.А.* Литогенез и нефтегазообразование. — В кн.: Горючие ископаемые: Докл. сов. геологов. (Междунар. геол. конгр. XXV сес.). Пробл. Геол. нефти, М.: Наука, 1976, с. 19—36.
- Полатин Н.В.* Эволюция биосферы и горючие ископаемые. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 5—22.
- Полатин Н.В.* Общая концепция образования горючих ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 3—18.
- Мишущина З.А.* О геохимических основах прогноза глубоких залежей нефти по данным изучения керогена реликтов нефтеносных свит протерозоя Южной Карелии. Л., 1978 с. 172—203. (Тр. ВНИГРИ).
- Неручев С.Г.* Взаимность всплеск биопродуктивности фитопланктона, эпох уранонакопления и переломных моментов эволюции в докембрии и раннем палеозое. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 237—242.
- Неручев С.Г., Баженова Т.К., Ипатов Ю.И.* и др. Органическое вещество в позднем докембрии и раннем кембрии Сибирской платформы. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 210—218.
- Работнов В.Т., Гуляев Н.Д., Арефьев О.А.* Углеродороды в строматолитах верхнего докембрия Патомской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 219—222.
- Родионова К.Ф., Сидоренко Св. А.* О составе органического вещества древнейших осадочно-метаморфизованных отложений, выявленных на территории СССР. М., 1973, с. 3—15. Тр. ВНИГНИ; Вып. 138).
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 277).
- Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—145.
- Шпунт Б.Р., Сорока Т.И.* Органическое вещество в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных породах Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы). — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 1, с. 160—163.
- Cloud P.* Early biogeochemical systems: Keynote adress. — In: Biogeochemistry of ancient and modern environment, 1980, p. 7—29.
- Hunt J.* Petroleum geochemistry and geology. San Francisco, 1979. 617 p.
- Murray E., Kaczor J., McArthur E.* Indigenous Precambrian revisited. — AAPG Bull., 1980, vol. 64, N 10, p. 1681—1700.
- Reimer T., Berghoorn E., Margulis L.* Primary productivity in an early archaean microbial ecosystem. — Precambrian Res., 1979, N 9, p. 93—102.
- Schidlowsky M.* Antiquity of photosynthesis: Possible constraints from archaean carbon isotope record. — In: Biogeochemistry of ancient and modern environment, 1980, p. 47—54.
- Tissot B., Welte D.* Petroleum formation and occurrence. В.: Spring-Verl., 1978. 529 p.

В.С. Вышемирский

ЭВОЛЮЦИЯ КАУСТОБИОЛИТОВ В ИСТОРИИ ФАНЕРОЗОЯ

Эволюцию в формировании месторождений горючих ископаемых можно проследить путем анализа размещения мировых запасов в породах разных стратиграфических уровней, а также путем рассмотрения фациальных обстановок и геотектонических элементов.

Автором были собраны и статистически обработаны материалы по мировым запасам практически всех каустобиолитов: угля, горючих сланцев, нефти, углеводородных газов и конденсатов, асфальтов. По нефти и газу учитывались преимущественно разведанные запасы, так как геологические оценки неразведанных запасов весьма противоречивы. По углю использованы категории геологических запасов, поскольку они достаточно надежны. Материалы по запасам асфальтов и горючих сланцев настолько неполные, что судить о закономерностях распределения этих запасов пока преждевременно.

Данные по запасам угля, нефти и газа (вместе с конденсатом) достаточно представительны. Однако не для всех систем удалось выяснить распределение мировых запасов по отделам. Для кембрия, ордовика, силура и триаса запасы даны без расчленения по отделам. В результате мировые запасы угля, нефти и газа разнесены по 22 стратиграфическим подразделениям: 4 системам и 18 отделам [Вышемирский, 1978]. Как и в других работах подобного типа, оценка мировых запасов по стратиграфическим подразделениям, а также в зависимости от приуроченности их к фациальным зонам и геотектоническим структурам в какой-то мере условная. Во-первых, ресурсы горючих ископаемых выявлены далеко не полностью, и дальнейшие поисково-разведочные работы могут существенно изменить характер принятых оценок мировых запасов. Во-вторых, запасы нефти и газа отнесены к тем стратиграфическим подразделениям, в которых в настоящее время располагаются учтенные залежи, тогда как, несомненно, многие из них могли быть сформированы за счет миграции категенетических преобразований более древних толщ, хотя в целом роль таких залежей едва ли велика. В-третьих, разведка месторождений горючих ископаемых и оценка запасов в разных странах проводится различными методами и по разным кондиционным требованиям. В-четвертых, не учтены потери массы угля в процессе углефикации, в связи с чем несколько занижается роль палеозойского угленакопления.

Примерная оценка возможных погрешностей в анализе распределения мировых запасов горючих ископаемых позволяет надеяться, что двукратные различия будут вполне значимыми, за исключением, пожалуй, неогеновых бурых углей, изученных пока очень слабо.

Во всех без исключения стратиграфических подразделениях большая часть запасов угля, нефти и газа (порядка 70–90% и более) сосредоточена в нескольких сравнительно небольших провинциях. Последние и обуславливают различия в запасах между системами и отделами.

Дифференциация в распределении запасов горючих ископаемых в отложениях разного возраста весьма значительная: от 0,0004% мировых запасов угля в среднем девоне до 39,8% мировых запасов газа в верхнем мелу. Максимум превосходит минимум (не считая нулевые значения) в 100 000 раз. Поэтому отразить эти данные на графике в линейном масштабе невозможно. На рис. 1 по оси ординат отложены стратиграфические единицы (системы и отделы), а по оси абсцисс — кубические корни из

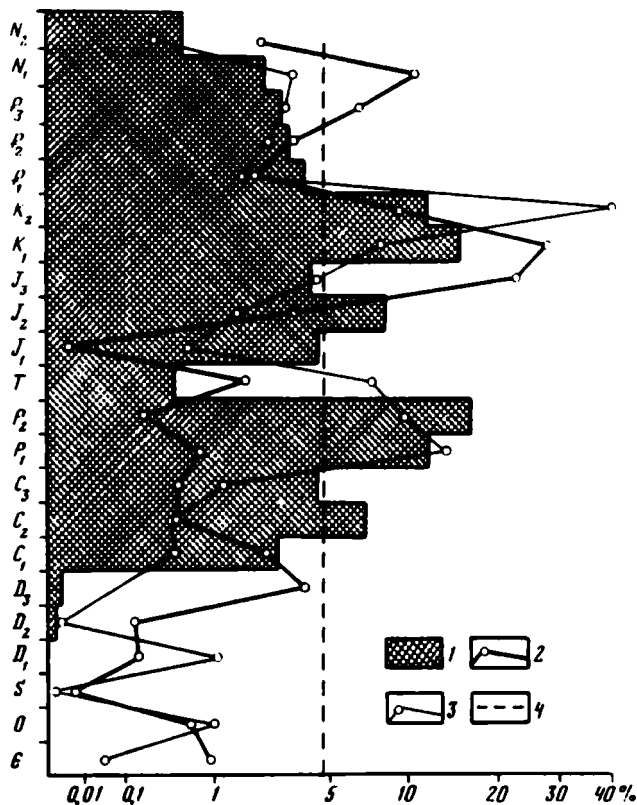


Рис. 1. Распределение мировых запасов горючих ископаемых по стратиграфическим подразделениям

1 — уголь; 2 — нефть; 3 — газ; 4 — линия средних значений (см. текст). Масштаб — кубические корни из значений, определяющих мировые запасы

значений, определяющих мировые запасы. Даже в таком выражении максимум превосходит минимум в 68 раз. Запасы угля образуют резкие максимумы в верхней перми и в нижнем мелу, запасы нефти — в нижнем мелу и в миоцене, запасы газа — в нижней перми и в верхнем мелу. Резкий минимум запасов угля приурочен к триасу, а нефти и газа — к нижней юре. Имеются также и второстепенные максимумы и минимумы. На построенном графике оказалось совершенно не выраженным часто предполагающееся перемещение газа из нефтегазопроизводящих толщ вверх по разрезу. Так, в верхнем девоне имеются значительные запасы нефти, а запасы газа и в верхнем девоне, и во всех отделах карбона весьма небольшие. В обоих отделах мела сосредоточены большие запасы всех каустобиолитов, но в палеогене, особенно в нижнем, газа немного. Наконец, к миоцену приурочен крупный максимум нефтеобразования, тогда как в плиоцене запасы газа незначительные. Видимо, залежи газа, как и нефти, в основном сингенетичны тем толщам, в каких они сейчас залегают.

Если бы запасы угля, нефти и газа были равномерно распределены в отложениях всех стратиграфических подразделений, то на каждое из них приходилось бы по 4,55% от мировых запасов горючих ископаемых. Этот

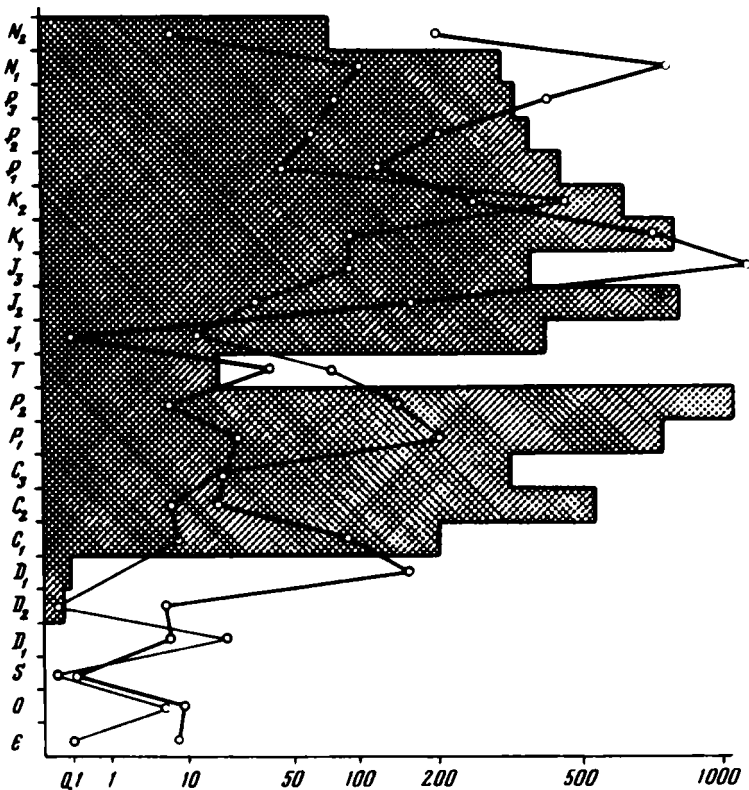


Рис. 2. Скорости накопления горючих ископаемых по эпохам и периодам
 Условные обозначения см. на рис. 1. Масштабы запасов: уголь — сотни т/год,
 нефть — т/год, газ — тысячи м³/год

уровень показан на рис. 1. Значения запасов нефти не превышают его ни в одном из отделов до средней юры включительно, хотя и приближаются к нему в верхнем девоне. Запасы угля не достигают этого уровня до нижнего карбона включительно, а запасы газа до верхнего карбона. Совершенно очевидно, что начальные этапы фанерозоя обеднены всеми каустобиолитами. Если интервал от кембрия до среднего девона составляет около 40% от продолжительности всего фанерозоя, то запасы нефти в породах этого интервала не достигают и 2%, газа — около 2,5%, а уголь практически отсутствует.

Поскольку стратиграфические подразделения существенно различаются по продолжительности, были подсчитаны мировые запасы угля, нефти и газа, образовавшиеся за один год геологического времени. Эти данные отражены на рис. 2, который обнаруживает принципиальное сходство с рис. 1. Подразделения с максимальными запасами характеризуются и наиболее высокими скоростями накопления каустобиолитов. Между рис. 1 и 2 имеется два существенных различия. Во-первых, для поздней юры отмечаются наиболее высокие темпы нефтенакпления, но из-за малой продолжительности этой эпохи она по запасам нефти уступает раннему мелу. Во-вторых, поздний девон по интенсивности нефтенакпления пре-

вышает средний уровень для фанерозоя, а по запасам нефти не достигает этого уровня.

Запасы угля, нефти и газа по стратиграфическим подразделениям связаны между собой более тесно, чем скорости накопления тех же каустобиолитов. Возможно, это объясняется невысокой надежностью определения продолжительности некоторых эпох. Поэтому мы в дальнейшем будем оперировать не скоростями накопления каустобиолитов, а их запасами.

Значения запасов разных горючих ископаемых соотносятся довольно сложно. Все без исключения коэффициенты корреляции положительные, но уровень значимости их изменяется в широких пределах. Очень тесно связаны между собой запасы угля и газа. Эта связь выражена высокими парными и частными коэффициентами корреляции, значимыми при доверительных вероятностях более 99%. Запасы угля с запасами нефти связаны значительно слабее, с доверительными вероятностями порядка 90%. Связь запасов нефти с запасами газа, вопреки широко распространенному убеждению преимущественно совместном залегании этих каустобиолитов, довольно слабая. В основном она косвенная, обусловленная тем, что и запасы нефти, и запасы газа связаны с запасами угля. Наиболее ярко выражена двойная линейная связь запасов угля с запасами нефти и газа (доверительная вероятность около 99,9%).

Особенности распределения горючих ископаемых в отложениях разных стратиграфических уровней чаще всего объясняют тектоническими фазами. Н.М. Страхов, выполнивший наиболее детальные исследования в этом направлении, считал благоприятными для угленакопления эпохи орогенеза и регрессий, а для накопления битуминозных пород и горючих сланцев — тектонически спокойные эпохи, характеризующиеся стабильным послетрансгрессивным стоянием моря [Страхов, 1949, 1963]. Приведенные выше данные лишь в небольшой мере согласуются с этим представлением. Максимумы угленакопления в среднем карбоне, верхней перми и нижнем мелу действительно приурочены к регрессиям. Однако еще более резко выраженные регрессии в триасе, ранней юре и в неогене не сопровождаются значительным угленакоплением. И наоборот, трансгрессивные эпохи ранней перми и особенно позднего мела высокоугленосны. Максимумы нефтеобразования и газообразования тоже в одних случаях связаны с трансгрессивными эпохами, а в других — с регрессивными. Наконец, положительные корреляционные связи запасов нефти и газа с запасами угля не дают основания для заключения о каких-либо противоположных геотектонических обстановках, благоприятных для накопления разных каустобиолитов. Выявленные связи лучше согласуются с представлением о том, что распределение горючих ископаемых в разновозрастных толщах определяется главным образом эволюцией органического мира, на которую сложным образом влияли многие факторы, в том числе, вероятно, и геотектонические режимы.

Сколько-нибудь существенное угленакопление совершенно невозможно без интенсивного развития наземной флоры, главным образом лесной. Судя по корреляционным связям, леса благоприятствуют также нефти и газообразованию. Развитие лесной флоры способствовало не только формированию торфяников, но и выносу огромных масс органического вещества в области субаквального осадконакопления, благодаря чему создавались восстановительные обстановки в илах, возникали и развивались новые биоценозы, в частности планктонные и бактериальные, игравшие важную роль в образовании углеводородов.

В истории угленакопления отчетливо выражена экспансия растений-углеобразователей во внутренние области континентов. Ю.А. Жемчужников,

хорошо изучивший этот процесс, полагал, что в самом конце фанерозоя наметилась тенденция к возвращению некоторых растительных сообществ (но уже на более высоком эволюционном уровне) в прибрежные зоны морей [Жемчужников, 1948]. Имелись в виду в первую очередь мангровые заросли. Постепенное расширение территорий, заселенных растениями-углеобразователями, казалось бы, должно способствовать последовательному нарастанию масштабов угленакопления во времени. Однако это не подтверждается существующей приуроченностью запасов угля к стратиграфическим уровням. Видимо, экспансия таких растений в глубь континентов не обеспечивала непрерывного увеличения их общей биомассы. Это можно объяснить с позиций идей экогенеза, впервые выдвинутых В.О. Ковалевским и получивших затем развитие в трудах ряда советских и зарубежных исследователей, в частности Л.Ш. Давиташвили, который опубликовал крупные теоретические работы о влиянии эволюции флоры и экогенеза на накопление горючих ископаемых [Давиташвили, 1943, 1971].

В.О. Ковалевский показал, что освоение травянистой растительностью открытых пространств и формирование степной флоры создали условия для выхода копытных млекопитающих из лесных массивов в степи [Давиташвили, 1949]. Это — частный пример экогенеза. В общей форме экогенетическая экспансия выражается в том, что новые области обитания могут заселяться вначале только автотрофными организмами, способными утилизировать энергию солнечных лучей. Эти организмы в отсутствие гетеротрофов создают огромную биомассу. По мере того как новые области обитания постепенно осваиваются также и гетеротрофными организмами, устанавливается равновесие между массами автотрофов и гетеротрофов. При этом масса автотрофов и общая биомасса снижаются.

Таким образом, экогенетическая экспансия создает условия для резких колебаний в интенсивности накопления растительного материала во времени и в разных фашиально-палеогеографических обстановках. Показательно, что крупные максимумы угленакопления совпадают с резкими сменами флор и условий их обитания (между ранней и поздней пермью, между ранним и поздним мелом).

До девонского периода практически не было лесов. Поэтому нигде не сформировалось ни одной додевонской угленосной толщи. Известны лишь очень мелкие углепроявления. Нефте- и газообразование происходило еще в докембрии и на всем протяжении раннего палеозоя. Но масштабы этих процессов, судя по мировым запасам нефти и газа, были сравнительно небольшими, возможно потому, что поступление органического материала с суши в бассейны седиментации было весьма ограниченным.

В среднем и особенно в позднем девоне получили значительное развитие приморские псилофитовые леса. Появились первые угленосные отложения, и резко возросли масштабы нефтеобразования. Характер растительной массы (непрочные водонасыщенные стволы) не был благоприятным для формирования мощных торфяников. Но растения, отмиравшие на границе моря и суши и легко разрушавшиеся механически, обогащали прибрежное мелководье химически мало измененным органическим веществом, способствовавшим нефтегазообразованию. В соответствии с этим на поздний девон приходится первый ясно выраженный максимум нефтеобразования, а угленакопление в эту эпоху было небольшим.

В карбоне основными углеобразователями были спорово-сосудистые растения (плауны, хвощи, папоротники), которые начали заселять области приморских равнин, более удаленные от побережий морей, чем ареалы распространения псилофитов в позднем девоне. Спорово-сосудис-

тые растения обеспечили максимум угленакопления в среднем карбоне. Но в позднем карбоне масштабы углеобразования снизились, возможно, за счет того, что гетеротрофы к этому времени освоили области распространения спорово-сосудистых растений.

В ранней и особенно в поздней перми интенсивность угленакопления вновь возрастает на этот раз до абсолютного максимума, в связи с тем что ряд групп голосемянных растений (кордаиты, папоротникообразные и др.) получил широкое распространение не только на приморских равнинах, но и в безлесных ранее внутренних областях континентов.

Триасовый минимум угленакопления обусловлен, скорее всего, аридизацией климата, хотя могло иметь значение также и развитие гетеротрофов во внутриконтинентальных областях. Затем угленакопление нарастает и достигает максимума в раннем мелу. Этому способствовало развитие новых групп голосемянных (хвойные, гинкговые, цикадовые), и экспансия этих групп практически во все районы континентов, пригодные для торфообразования по геоморфологическим и климатическим условиям.

Начавшаяся в позднем мелу господство покрытосемянных не привело к формированию нового максимума угленакопления, возможно потому, что эта группа флоры развивалась в тех же областях, в каких до этого уже были широко представлены автотрофные организмы, а после раннего мела, видимо, и гетеротрофные. Мировые запасы угля от нижнего мела к верхнему заметно снизились. Это снижение прослеживается до конца фанерозоя. Правда, в позднем мелу и в палеогене покрытосемянные растения шире проникали в горные области, чем их предшественники, но в таких областях нет условий для массового торфонакопления.

Таким образом, эволюция угленакопления в общих чертах удовлетворительно согласуется с эволюцией органического мира, в частности с экогенетической экспансией растений в новые области обитания. Поскольку запасы нефти и газа четко коррелируются с запасами угля, есть основание полагать, что нефте- и газонакопление тоже связано с эволюцией органического мира. Правда, некоторые максимумы и минимумы запасов нефти и газа немного сдвинуты по стратиграфической шкале относительно максимумов и минимумов запасов угля. Например, на триас приходится минимум запасов угля, а на раннюю юру — минимумы запасов нефти и газа. К раннему мелу приурочены максимумы запасов угля и нефти, а к позднему мелу — газа. Такие отклонения вполне естественны, поскольку взаимоотношения между разными каустобиолитами, а также между ними и органическим миром довольно сложные. Несомненно также, что эволюция органического мира — не единственный фактор, контролирующий накопление горючих ископаемых, но, как следует из вышеизложенного, скорее всего, главный.

Постепенное освоение растительными сообществами внутриконтинентальных пространств отразилось на эволюции фаций нефтеносных и газоносных толщ. Для изучения этого вопроса мировые запасы нефти и газа в каждом стратиграфическом подразделении были разнесены по пяти палеогеографическим обстановкам (морская, мелководно-морская, прибрежная, переходная и континентальная), по четырем литологическим типам продуктивных толщ (карбонатный, терригенно-карбонатный, карбонатно-терригенный и терригенный) и по трем положениям в осадочном цикле (трансгрессивное, регрессивное и трансгрессивно-регрессивное) [Вышемирский, 1980].

Сочетания перечисленных фациально-палеогеографических характеристик образуют основные фации, например: мелководно-морская карбонатно-терригенная регрессивная фация. Выделены еще дополнительные фации

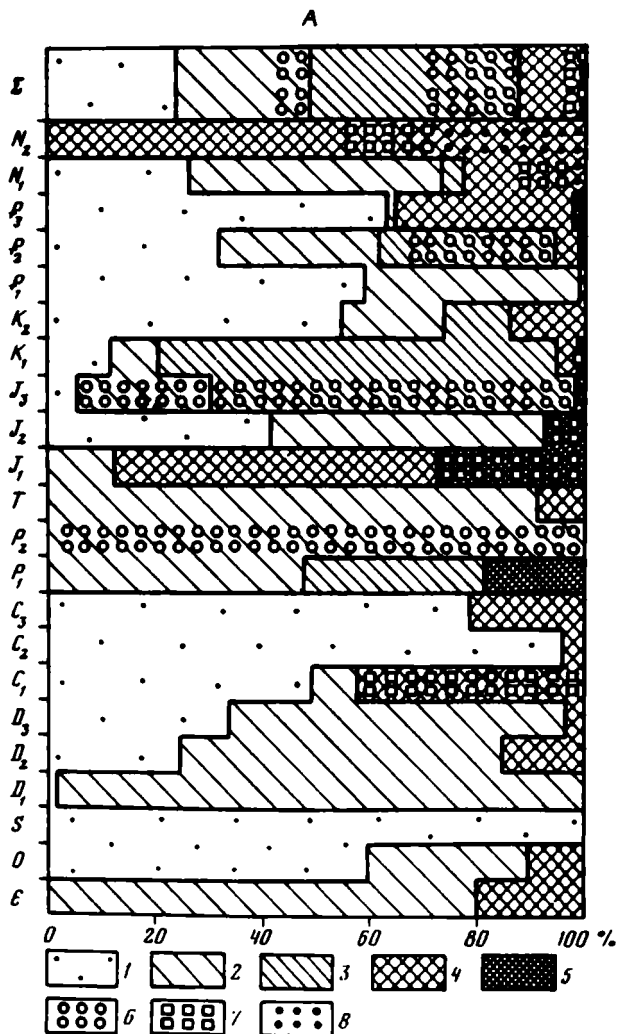
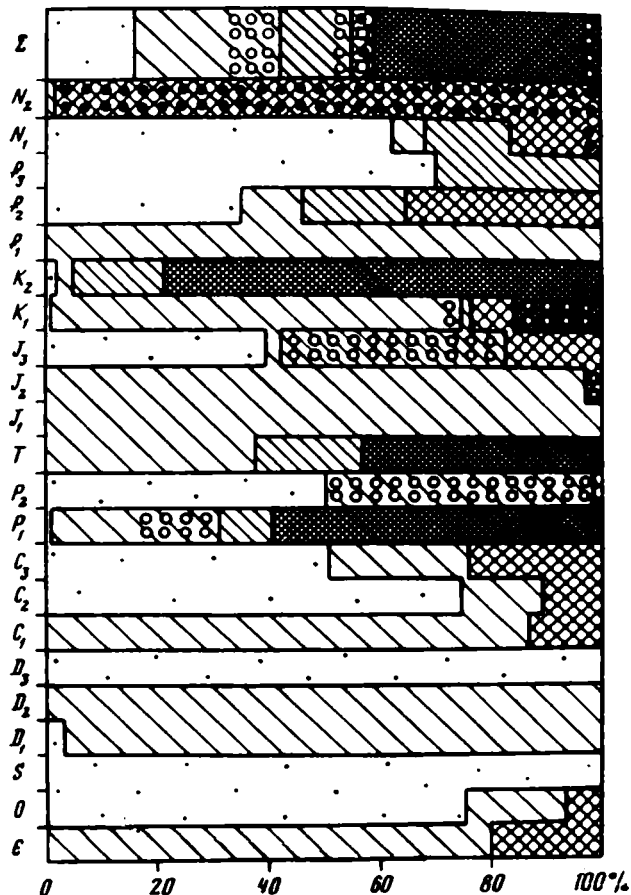


Рис. 3. Распределение мировых запасов нефти (А) и газа (Б) по фациям (в процентах от запасов в каждом стратиграфическом подразделении)

Фации: 1 — морские; 2 — мелководно-морские, 3 — прибрежные, 4 — переходные, 5 — континентальные; 6 — эвапориты; 7 — угли; 8 — красноцветы

(эвапоритовая, красноцветная и угленосная), которые образуют разновидности основных фаций, например: мелководно-морская карбонатно-терригенная регрессивная фация с эвапоритами. Всего возможно 60 сочетаний по основным фациям и 180 по дополнительным. Реальных сочетаний намного меньше. Все продуктивные свиты распределились по 42 фациям: 26 основным и 16 дополнительным. Нефть отмечается в 37 фациях, а газ — в 29. 26 фаций — общие для нефти и газа.

По стратиграфической шкале наиболее распространены три фации продуктивных свит: морская карбонатная трансгрессивная, переходная тер-



ригенная регрессивная и мелководно-морская терригенная трансгрессивная. Регрессивные продуктивные толщи представлены почти так же широко, как и трансгрессивные.

Для всех рассмотренных фаций были оценены доли связанных с ними запасов нефти и газа в каждом стратиграфическом подразделении и во всем фанерозе в целом. Эти данные в обобщенном виде показаны на рис. 3А, Б. Как видно из этих графиков, с кембрия до верхнего девона включительно почти все запасы нефти и газа сосредоточены в морских и мелководно-морских толщах, небольшая часть — в переходных фациях. И практически нет залежей в континентальных отложениях. В нижнем и верхнем карбоне роль переходных фаций становится значительной. В ранней перми начинается нефте- и газонакопление в континентальных обстановках. В последующем доля запасов нефти и газа в переходных и континентальных фациях прерывисто увеличивается и достигает максимума в плиocene.

Запасы нефти и газа в угленосных отложениях не пропорциональны масштабам угленакопления. Они составляют существенную часть общих

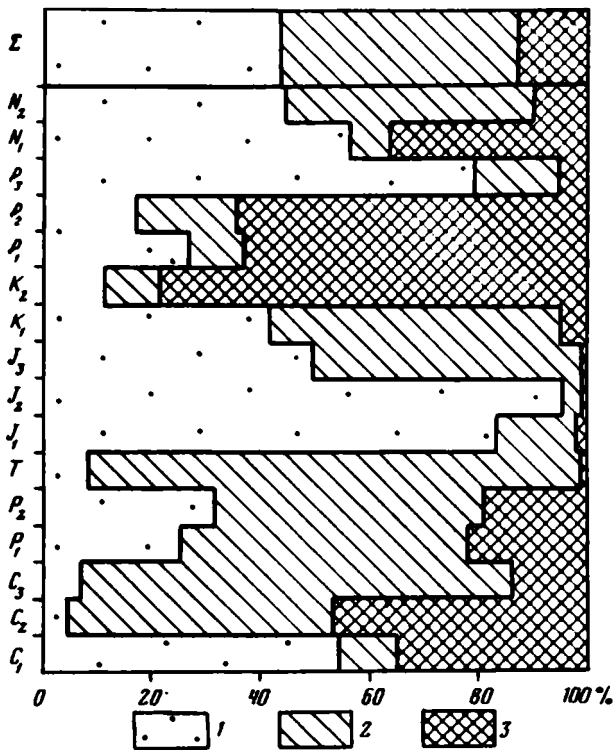


Рис. 4. Распределение мировых запасов угля по геотектоническим элементам (в процентах к запасам в каждом стратиграфическом подразделении)
 1 — платформы; 2 — переходные обстановки; 3 — геосинклинали

запасов только в нижнем карбоне, в нижней юре, в плиocene. Но в каждом из этих отделов запасы углей небольшие. Очевидно, связи запасов нефти и газа с запасами угля не выражаются общностью или хотя бы родственностью фациальных обстановок. А вот фации нефтеносных и газоносных толщ распределены по стратиграфической шкале сходным образом.

Доли запасов нефти и газа в трансгрессивных сериях изменяются по стратиграфической шкале более или менее синхронно с изменениями масштабов трансгрессий. Однако запасы нефти и газа в карбонатных отложениях не согласуются с распределением масштабов карбонатонакопления во времени, показанных Н.М. Страховым [1963]. То же можно видеть и в отношении запасов в эвапоритовых и красноцветных фациях.

Видимо, главная черта в эволюции нефтеносных и газоносных фаций — увеличение роли переходных и континентальных обстановок, начиная с раннего карбона и в кайнозое в связи с экспансией растений на континенты.

Распределение каустобиолитов по геоструктурным элементам тоже существенно изменялось в истории фанерозоя. Угленакопление в промышленных масштабах во все эпохи, начиная с раннего карбона, происходило и в платформенных областях, и в геосинклинальных, а также в краевых прогибах и в межгорных впадинах. Запасы угля распределены по этим геоструктурам в общем в соответствии с тектоническими цикла-

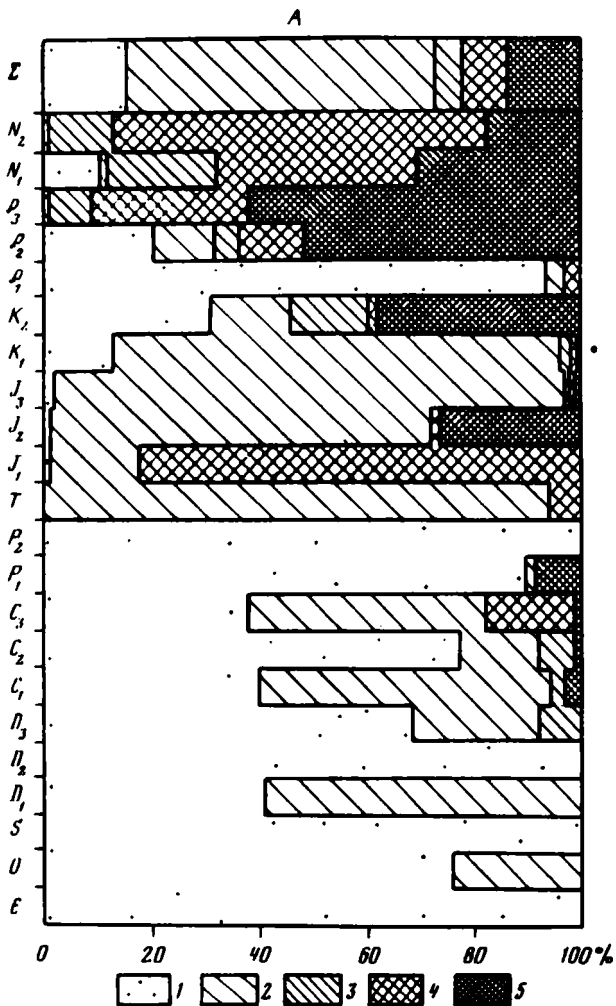


Рис. 5. Распределение мировых запасов нефти (А) и газа (Б) по геотектоническим элементам

1 — внутриплатформенные впадины; 2 — краевые стабильные впадины платформ; 3 — краевые подвижные впадины платформ; 4 — краевые прогибы; 5 — межгорные впадины

ми (рис. 4). Так, наиболее интенсивное угленакопление в геосинклинальных обстановках приходится на ранний—средний карбон и поздний мелзоцен, т.е. на эпохи наиболее широкого развития геосинклинальных режимов.

Образование и накопление нефти и газа, как это видно на рис. 5, А, Б, на протяжении фанерозоя испытывали тенденцию к перемещению от внутриплатформенных впадин к субгеосинклинальным обстановкам. Значительные запасы нефти во внутриплатформенных впадинах отмечаются от кембрия до олигоцена, в стабильных краевых впадинах платформ — до раннего мела, в подвижных краевых впадинах — лишь в отдельные эпохи, в краевых

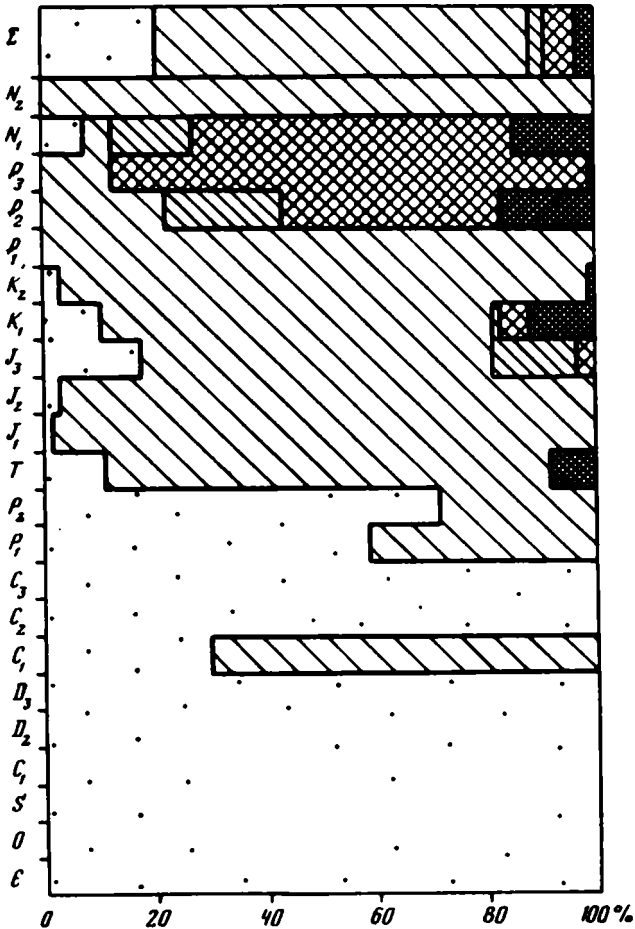


Рис. 5 (окончание)

прогибах — от ранней юры до плиоцена, в межгорных впадинах — от средней юры до плиоцена. Накопление значительных запасов газа во внутриплатформенных впадинах отмечаются только до поздней перми, в стабильных краевых впадинах платформ — от раннего карбона до эоцена, а также в плиоцене, в подвижных краевых впадинах — в отдельные эпохи от поздней юры до миоцена, в краевых прогибах — от эоцена до миоцена и в межгорных впадинах — в отдельные эпохи от триаса до миоцена (рис. 5, Б). Вероятно, эта закономерность отчасти обусловлена тем, что в тектонически активных районах залежи нефти и газа в древних отложениях сохраняются хуже, чем в сравнительно молодых из-за напряженных геотермических условий. Кроме того, она, возможно определяется косвенным влиянием геотектонических обстановок через фации. Об этом можно судить по согласованным изменениям фаций и геотектонических обстановок по стратиграфической шкале. Например, морские нефтеносные толщи расположены преимущественно во внутриплатформенных впадинах, при-

Рис. 6. Изменения изотопного состава серы в нефтях (а) и ангидритах (б) по стратиграфической шкале (данные ВНИГНИ)

брежные в краевых впадинах платформ, переходные и континентальные в межгорных впадинах и в краевых прогибах. Для газоносных толщ отмечается примерно такое же распределение, но переходные и континентальные фации более характерны для краевых впадин платформ, чем для субгеосинклинальных структур.

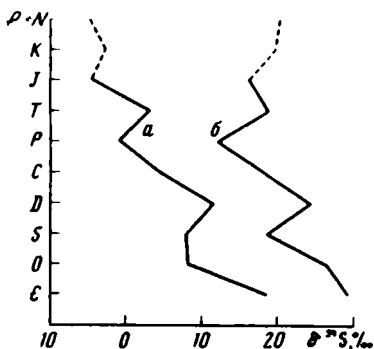
Эволюция каустобиолитов выражается не только в изменениях масштабов, фациальных и геотектонических обстановок, но также и в изменениях их вещественного состава, что наиболее характерно для углей. Фрагменты растений-углеобразователей по существу отражают эволюцию флоры, начиная с девона, в углях практически всех типов. Образование отдельных разновидностей углей характерно для определенных этапов развития флоры, например, кутикуловые липтобиолиты — для девона, споровые дюрены — в основном для раннего карбона, смоляные липтобиолиты — для юры и последующих периодов.

Если на фрагментарном уровне эволюция вещественного состава углей вполне очевидна, то на молекулярном уровне она мало изучена и можно сказать еще не выявлена. В нефтях и тем более в газах фрагменты исходных организмов отсутствуют, а молекулярный состав подвергся глубокому преобразованию и усреднению (благодаря миграции УВ). Пока можно судить лишь об отдельных чертах эволюции вещественного состава нефтей на молекулярном уровне. Например, с переходом от палеозоя к мезозою резко возрастают концентрации порфиринов, увеличивается оптическая активность. Для нефтей и газов значительно перспективнее изучение эволюции вещественного состава на атомарном уровне. Например, на рис. 6, построенном в основном по данным ВНИГНИ [Стабильные изотопы..., 1974], ясно выражена эволюция изотопного состава серы, принципиально одинаковая для нефтей и ангидритов.

Последний пример, как и все материалы, изложенные выше, свидетельствуют о том, что все горючие ископаемые — неотъемлемые компоненты осадочных толщ и их формирование представляет собой одно из проявлений эволюции осадочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Вышемирский В.С. Стратиграфическое размещение горючих ископаемых. — Геология и геофизика, 1978, № 6, с. 3—9.
- Вышемирский В.С. Распределение мировых запасов нефти и газа по фациям. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 3—8.
- Девиташвили Л.Ш. Дарвинизм и проблема накопления горючих ископаемых. — Вестн. Гос. музея Грузии, 1943, т. 12-А, с. 117.
- Девиташвили Л.Ш. Курс палеонтологии. М.; Л.: Госгеолгиздат, 1949. 835 с.
- Девиташвили Л.Ш. Эволюция условий



- накопления горючих ископаемых. М.: Наука, 1971. 296 с.
- Жемчужников Ю.А. Общая геология ископаемых углей. М.: Углетехиздат, 1948.
- Стабильные изотопы в геохимии нефти. М.: Недра 1974. 199 с.
- Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6, с. 70—111.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

С.Г. Неручев, В.М. Бекетов

ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, БОГАТЫХ САПРОПЕЛЕВЫМ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ

От раннего архея до голоцена на фоне накопления отложений с постепенной возрастающей кларковой концентрацией органического вещества (ОВ) (0,15–1%) периодически происходило формирование осадков, значительно насыщенных планктоногенным ОВ, содержание которого в среднем составляет около 6%, а в пластах горючих сланцев – 30–50% и более.

В зависимости от литологического состава (карбонатные, терригенные, кремнистые, вулканогенные), степени литогенеза (от диагенеза до метабенеза) и рудной специализации обогащенные сапропелевым ОВ отложения фигурируют в геологической литературе под самыми разнообразными наименованиями: сапропелевые илы, сапропелевые, горючие, битуминозные, углеродистые, черные, шунгитовые, графитовые, металлоносные, ванадиеносные, фосфоритоносные, ураноносные и другие "сланцы". Однако в генетическом смысле все они представляют собой единую специфическую группу осадков, особенность которой определяется прежде всего исходной насыщенностью планктоногенным ОВ.

"Сланценосные" отложения формировались во многих районах мира не в любой момент времени, а во вполне определенные эпохи интенсивной биопродуктивности планктона, нередко близкие или совпадающие по времени с основными рубежами геологической истории. Последняя, весьма непродолжительная эпоха, проявилась в голоцене (7,5–3 тыс. лет назад) на континентах, во внутренних морях и в океанах. В настоящее время наблюдается общее падение биопродуктивности планктона в Мировом океане.

Хотя изученность таких отложений еще недостаточна, уже сейчас выделено около 30 эпох их накопления. Из них не менее восьми установлено в докембрии: AR_1 (3,7–3,5), AR_2 (3,4–3,1), AR_2-PR_1 (2,7) RP_1-PR_2 (1,8–1,9), PR_2-PR_3 (1,5–1,6), N_1-R_2 (1,2–1,3), R_2-R_3 (1) и V (0,6–0,7 млрд. лет). В фанерозое известно проявление не менее 20 эпох "сланценакопления": $V-E_1$, E_1-E_2 , E_3-O_1 , O_1-O_2 , O_3-S_1 , S_2-D_1 , D_1-D_2 , D_3-C_1 , C_1 , C_3-P_1 , P_1 , P_2-T , T_3 , J_1-J_2 , J_3-K_1 , K_1-K_2 , K_2-P_1 , P_2-P_3 , P_3-N_1 , N_1-N_2 [Неручев, 1976]. В докембрии такие эпохи проявлялись не чаще, чем через 200–400 млн. лет при большой продолжительности во времени и огромных, вероятно, больших, чем в фанерозое, исходных массах планктоногенного ОВ (разумеется, в пересчете на исходную массу ОВ на начало категенеза). В фанерозое основные глобальные эпохи "сланценакопления" ($V-E_1$, D_3-C_1 , J_3-K_1) следуют через 220 млн. лет, отвечающих длительности звездного галактического года, а промежуточные между ними эпохи – через 31–32 млн. лет. Таким образом, в фанерозое частота проявления эпох "сланценакопления" значительно возрастает. Эта достаточно правильная периодичность, прослеженная на протяжении 2,5 галактических года, хорошо видна на рис. 1.

На всем протяжении истории от раннего архея до голоцена основным источником сапропелевого ОВ в "сланценосных" отложениях были простейшие планктонные организмы и бактерии. Преобладающую роль в накоплении высоких концентраций ОВ среди них почти на всех этапах истории играли планктонные организмы с органической оболочкой без наружного

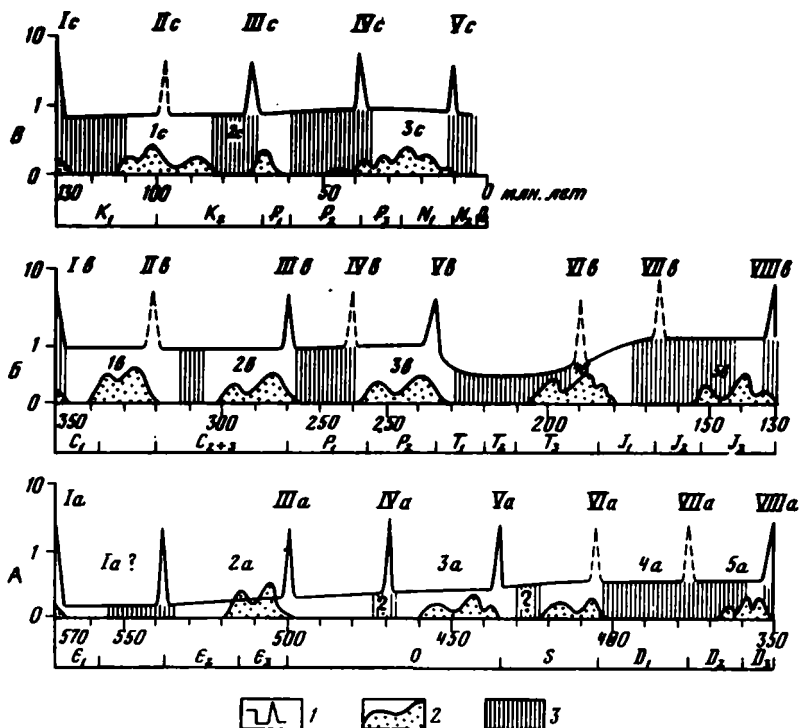


Рис. 1. Периодичность эпох накопления осадков, обогащенных ОБ, фосфором и другими элементами

1 — концентрация $C_{орг}$ (%) в породах; 2 — фазы складчатости (по Н.Я. Кунину и Л.М. Сердонникову [1977]); 3 — этапы активизации рифтогенеза (по Е.Е. Милановскому [1978])

минерального скелета, т.е. формы с максимальной исходной величиной $C_{орг}$ (> 90%).

От раннего архея до начала палеозоя существовали и были единственным источником ОБ в осадках лишь только простейшие "органотенные" организмы — бактерии, синезеленые водоросли и акритархи; со среднего протерозоя к ним присоединились фикомицеты и зеленые водоросли. В нижнем палеозое (O—S) существенным дополнительным источником ОБ стали остатки бесскелетных животных, главным образом граптолитоидеи. С верхнего палеозоя — начала мезозоя группа планктонных организмов пополнилась динофлагеллатами, а с конца мезозоя — евгленовыми водорослями также с органической оболочкой. В начале палеозоя появился сначала зоопланктон с минеральным (кремневым и карбонатным) скелетом — радиолярии и фораминиферы, а в мезозое — и фитопланктон — силикофлагеллаты и диатомеи.

Как видим, в ходе времени и развития органического мира возросло разнообразие планктонных организмов, служивших основным источником сапропелевого ОБ в осадках.

Вообще же вопрос относительно состава основных биопродуцентов в эпохи интенсивного накопления сапропелевого ОБ еще недостаточно изучен. По нашему мнению, во все эпохи сланценакопления от раннего

архей до голоцена особая роль в формировании сапропелевого ОБ "черных сланцев" принадлежала синезеленым водорослям и акритархам. Такой же точки зрения придерживаются и видные американские палеонтологи Е. Тап-пан и А.Р. Лёблих (мл.).

Вещественно-петрографический состав планктоногенного сапропелевого ОБ от раннего архея до голоцена характеризуются преобладанием коллоальгинита, а в пластах горючих сланцев — коллоальгинита и талломоальгинита; с рифея в ОБ появляется заметная примесь псевдовитринита вследствие появления донных водорослей, а с девона, с появлением наземной растительности — витринита. Есть основание полагать, что определяемый при обычном увеличении под микроскопом основной микрокомпонент коллоальгинит не является полностью коллоидальной массой разложившихся водорослей, а содержит также много форменных элементов — мельчайших акритарх. Во всяком случае при изучении голоценовых сапропелевых илов Черного моря на сканирующем микроскопе установлено, помимо динофлагеллат, значительное количество акритарх размером в 2—3 мкм [Degens, Ross, 1974], которые при обычном увеличении под микроскопом не фиксируются.

Планктоногенное сапропелевое ОБ сланценосных отложений испытывает значительные превращения состава в процессе литогенеза при росте температуры и давления в недрах и превращается в конечном итоге в графит, теряя при термодеструкции в виде подвижных жидких битумов, жидких углеводородов и газов не менее 80% от исходной массы. Это следует иметь в виду, особенно при изучении метаморфизованных "углеродистых" сланцев. Современное содержание в них C_{org} , равное, например, 5%, означает, что в начале катагенеза эта порода содержала C_{org} 25% и более, представляя типичные сапропелевые сланцы. На раннем этапе литогенеза сапропелевое ОБ всех эпох сланценакопления весьма сходно. Обычно оно содержит (в %) $C-65-75$, $H-7-10$, $N-0,2-2$, $S-0,9-2,4$. В отличие от гумусового для сапропелевого ОБ типично более высокие (в 1,5—2 раза) содержания водорода. Молекулярная структура характеризуется в строении полимерных молекул ОБ преобладанием алифатических и ациклических структур. На средних стадиях катагенеза в ОБ содержится до 20—30% растворимых битумоидных компонентов, в том числе УВ. Исходным биологическим материалом для образования этого ОБ на 40—70% служили жирные кислоты фитопланктона, а в молодых осадках, кроме того, и воск наземных растений.

Вне зависимости от возраста "сланценосных" отложений ОБ характеризуется присутствием большого количества "биологических меток", унаследованных от живого вещества — нормальных и изопреноидных алканов, особенно фитана и пристана; порфиринов, т.е. продуктов преобразования хлорофилла. Имеются характерные для водорослей стераны и тритерпаны. При гидролизе ОБ различного возраста (от \bar{U} до Kz) выявлено большое количество аминокислот (17 из 20 известных в современных организмах). Каких-либо направленных изменений в составе ОБ в зависимости от возраста отложений не наблюдается. Таким образом, сапропелевое ОБ эпох сланценакопления является, вне всяких сомнений, продуктом фоссилизации исходного живого вещества в основном фитопланктонных, значительно реже зоопланктонных организмов.

От архея до позднего палеозоя накопление рассматриваемых осадков известно только в морских бассейнах; от позднего карбона и особенно в мезозое и кайнозое встречаются как морские, так и континентальные (озерные) обстановки накопления, а начиная с поздней юры и до голоцена их отложение происходило также и в океанах в современном их понимании.

Какими-либо узкими фаціальными условиями образования сильно обогащенные сапропелевым ОВ осадки не отличаются. Осадки формировались синхронно в самых различных районах мира в континентальных озерах, крупных мелководных эпиконтинентальных морях, в мелководных и достаточно глубоководных внутренних морях и, наконец, на обширных просторанствах шельфов и континентальных склонов в мировом океане, в различных климатических зонах, на различных глубинах от 100–300 до 1500–2000 м.

Но при всем этом на первый план выступает обязательное условие: осадки, богатые сапропелевым ОВ, могут развиваться лишь при поступлении в бассейн биологически активных элементов в повышенных количествах. Среди них фосфор выступает как необходимый элемент для образования белковых соединений, ванадий — в фотохимических и окислительных реакциях в живых клетках, а уран своей радиоактивностью оказывает исключительное влияние на мутагенные процессы. Исследования авторов показали, что такое состояние бассейна возникает в зонах глубинных разломов, главным образом в рифтовых [Неручев, 1976; Бекетов, 1981]. Это наглядно демонстрируют схемы распространения разновозрастных осадков доманиковского типа и развития палеорифтов, а также приращения платформ в Северном полушарии [Бекетов, 1981]. Рассматриваемые осадки располагаются по рифтовому Евро-Азиатскому кольцу почти непрерывной полосой. Нарастание таких полосовых колец, фрагменты которых сохранились вокруг неких ядер — щитов древних платформ, — например, Кольского или Канадского, происходило наподобие прироста годовых колец дерева. Эти фрагменты в виде палеорифтов в своем вулканогенно-осадочном выполнении и особенно перекрытии содержат огромные массы "сланцевосных" осадков, располагающиеся иногда этажами. Таким образом, от ядер они выстраиваются "согласно возрасту" и по горизонтали, и по вертикали.

Иногда полосы развития таких осадков достигают и в самом деле размеров гигантских эпиконтинентальных бассейнов, таких, как Западно-Сибирский, в котором развивались баженовские (J_3) аргиллиты, содержащие $S_{орг}$ постоянно около 10%, а содержание U в них на 1/5 порядка выше кларкового [Хабаров и др., 1980]. Однако этот бассейн развивался над широчайшей зоной растяжения, где суммарный позднепалеозойский раздвиг, по данным В.С. Суркова, Е.Е. Милановского и Н.В. Шаблинской, превышал 1000 км.

Во всех случаях интенсивно обогащенные планктоногенным ОВ осадки накапливались на некотором удалении от береговой линии бассейнов и нередко замещались к берегу фосфоритоносными глинисто-карбонатными, менее обогащенными ОВ, отложениями или прибрежными терригенными глауконитовыми осадками.

В качестве общности условий формирования таких осадков многие авторы называют также сероводородное заражение или бескислородные условия среды. Такие условия действительно были типичны, но далеко не всегда: нередко сероводородное заражение развивалось только в самих осадках и не имело места в придонных водах.

Но если сероводородным заражением можно объяснить отсутствие или угнетение бентосной фауны и флоры, то почти полное отсутствие планктонных организмов за исключением одного-двух видов микроскопических фотосинтезирующих водорослей, получивших бурное "цветение", объяснить нельзя. Совершенно очевидно, что толстый слой густой массы таких водорослей при отмирании и постепенном оседании на дно расходует весь наличный кислород на свое окисление, обеспечивая как раз ту бескислородность всей толщи воды, какую мы и наблюдаем в действительности.

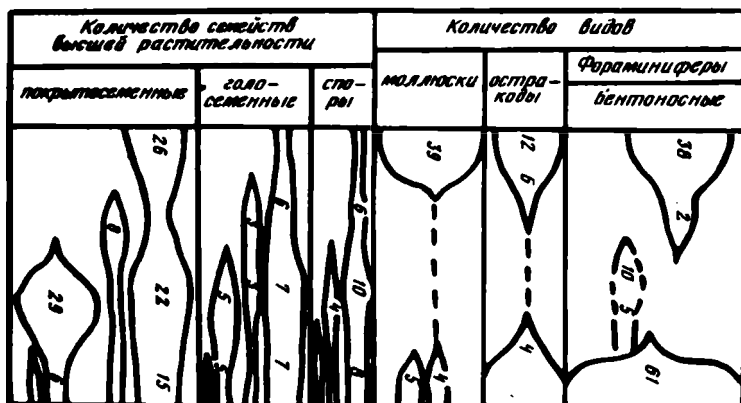
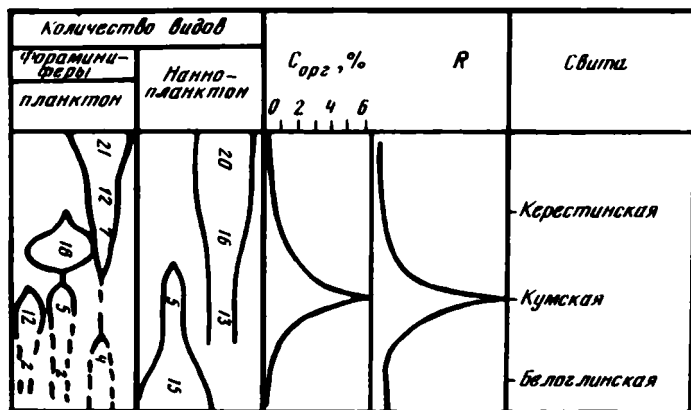


Рис. 2. Распределение организмов в отложениях эоцена Северного Кавказа

Подтверждением может служить тот факт, что в кумское время (P_2) на Северном Кавказе и в Крыму резкие изменения претерпели радиолярии и полностью отсутствовали диатомеи. На рис. 2 видно, что исчезли также остракоды и моллюски и почти полностью бентосные фораминиферы. Несколько сложнее вели себя планктонные фораминиферы, но и они находились в исключительно угнетенном состоянии. Зато бурное развитие получили кокколитофориды, которые во многих слоях (но не во всех) можно считать породообразующими и о которых известно, что они являются эффективными накопителями урана, вероятно, как считал Е. Дегенс [Degens et al., 1977] еще при жизни. И хотя доля кокколитофорид в ОБ породы вряд ли может быть более 1%, их бурное развитие в волжский век в Поволжье и в голоценовое время в Черноморской впадине подтверждает факт расцвета в подобные эпохи отдельных видов фотосинтезирующих организмов.

Очень сходно поведение организмов в Западно-Сибирском бассейне и Поволжье на рубеже юра—мел. Эта закономерность наблюдается в осадках на громадных пространствах, разделенных тысячами километров: в баженовских и поволжских (J_3), кумских и гринриверских (P_2), доманиковых и Чаттанунгских (D_3) и многих других отложениях. Как в присутствии сероводородного заражения, так и в отсутствие его эти осадки обычно характеризуются полным или почти полным отсутствием бентосной фауны и флоры или значительным обеднением их видового состава, резкой обедненностью видового состава фито- и зоопланктона. Подчеркнем, что не исключаются ни "освежающие" придонные и поверхностные течения, ни апвеллинг, благодаря которым снабжение планктона питательными веществами улучшается. Но бескислородность среды определялась в основном процессом, который в толще воды развивался сверху вниз [Бекетов, 1981]. Значительные изменения претерпевала наземная растительность. Так, баженовская свита (J_3) даже в прибрежной зоне характеризуется резким обеднением видового состава пыльцы и спор, а кумская свита (P_2) — сменой многих их комплексов (рис. 2). Одновременное резкое обеднение или исчезновение самых разных групп водной фауны и флоры, а также наземной растительности свидетельствуют о том, что эти изменения не могли обуславливаться действием каких-либо узких фациальных причин.



Специфичны сланценовые осадки не только в биологическом, но и в геохимическом плане: они почти всегда обогащены целым рядом химических элементов, связанных с органическим веществом (P, S, Mo, V, Cu, Zn, Ni, Cr, U, Co, Re, Ag, Au и TR). Конечно, не во всех таких отложениях фиксируется весь набор этих элементов; в различных отложениях проявляется своя, но, по-видимому, не зависящая от возраста отложений специфика, однако обогащенность их Mo, V, Cu, Zn, U и TR почти повсеместна. Нередко с обогащенными планктоногенным ОВ "черными сланцами" связаны не только повышенные концентрации ряда элементов, но и крупные промышленные залежи полиметаллов стратиформного типа. Рис. 3 показывает прямую связь между концентрацией сапропелевого ОВ и урана. Это подтверждает давно высказывавшуюся В.И. Вернадским [1934] мысль о том, что во многих случаях такие металлы, как ванадий и уран, "были сконцентрированы живым веществом при жизни или после смерти".

Для разновозрастных эпох интенсивного накопления ОВ характерно также проявление сильно развитых подводно-оползневых явлений, обусловленных сейсмической активностью дна. В пластах сапропелевых "сланцев", залегающих подчас совершенно горизонтально, наблюдаются интенсивная мелкая складчатость, брекчированность пород, внедрение перевернутых глыб из подстилающих отложений. Встречаются в них слои туфов и бентонитовых глин. В континентальных озерах тектонического происхождения, ограниченных разломами, сланценовые отложения в ряде случаев (например, в формации Грин-Ривер), помимо высокой концентрации планктоногенного ОВ, обогащенности фосфором и ураном, характеризуются накоплением огромных масс содовых минералов, галита и даусонита. Все это с несомненностью свидетельствует о том, что проявление эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ от архея до голоцена в значительной мере контролировалось не только экзогенными, но и эндогенными факторами. Следует отметить при этом, что выделение нами закономерного и ритмично проявляющихся эпох "сланценакопления", являющихся одновременно и эпохами фосфоронакопления и накопления целого ряда металлов, довольно хорошо соответствует выделенным Е.Е. Милановским [1978] эпохам усиления рифтогенеза и растяжения земной коры, скорее всего, их заключительным этапам (см. рис. 1). Активизация рифтовых систем в эти эпохи могли сопровождаться поступлением вместе с эффузивными породами, терминальными растворами и газами ряда химических

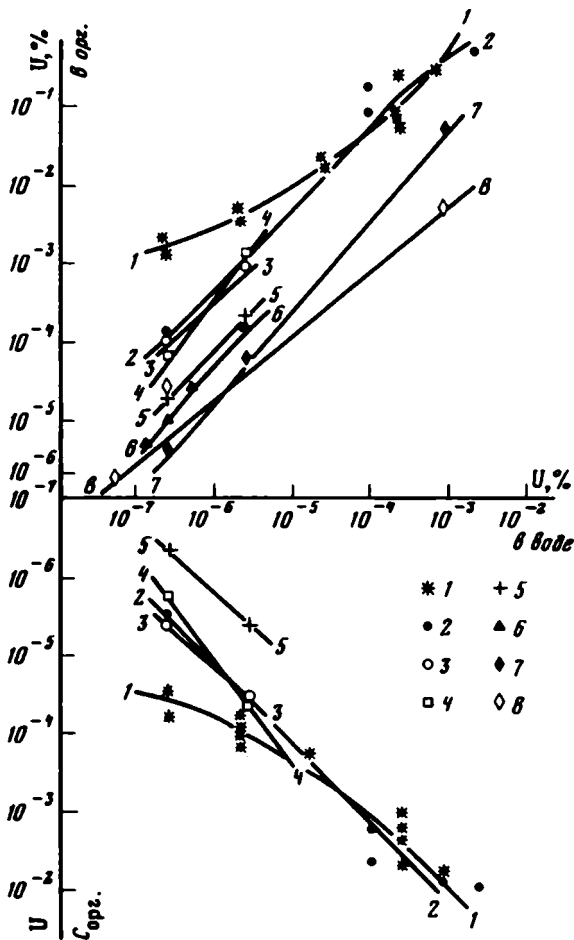


Рис. 3. Закономерности накопления урана водными организмами в зависимости от его концентрации в воде. Составлен по материалам Н.Г. Батурина, И.Е. Воротицкой, В.Н. Гуськовой, В.В. Ковальского, С.В. Летуновой, Takasu, V.E. Swanson

1 — бактерии; 2 — фитопланктон; 3 — диатомовые водоросли; 4 — донные водоросли; 5 — зоопланктон; 6 — раковины моллюсков; 7 — кости рыб; 8 — отпечатки рыб

элементов, с одной стороны, стимулирующих биопродуктивность отдельных видов фитопланктона (фосфор, азот, углекислота), а с другой — вызывающих резкие сдвиги в биосфере и нарушавшие в ней равновесие (уран, медь, мышьяк, кремний и т.п.) с подавлением ряда групп более высокоорганизованных гетеротрофных организмов. Эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ отражают не особо благоприятные условия для расцвета фитопланктона, а, напротив, крайне жесткие экстремальные условия существования, когда выживали, но вместе с тем достигали огромной биопродуктивности лишь немногие, наиболее резистентные виды. Такое явление — значительное возрастание биопродуктивности некоторых видов бактерий и одноклеточных водорослей в экстремальных условиях существования, например, при значительном заражении среды ураном, —

подтверждено специально проведенными экспериментами [Летунова, Ковальский, 1978].

Обычно считается, что накопление растворенного урана в обогащенных планктоногенным ОВ сланцах происходило за счет восстановления хорошо растворимого U^{+6} и осаждения U^{+4} в сероводородной среде или вследствие его сорбции на продуктах разложения ОВ при постоянной в течение геологического времени и близкой к нормальной концентрации урана в воде бассейнов ($3 \cdot 10^{-7}\%$). Термодинамические расчеты и изучение форм растворенного урана в водах Черного моря, зараженных сероводородом, показали, что этот механизм осаждения урана нереален [Батурин, 1975]. Сорбция урана на продуктах разложения ОВ, конечно, возможна и подтверждается экспериментами, но проведенными для условий, когда концентрация U в воде превышала нормальную в десятки и сотни тысяч раз. В случаях же нормальной низкой концентрации урана в воде этот процесс, безусловно, неэффективен и не может объяснить его накопление в "черных сланцах" в значительно повышенных концентрациях от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$ и более.

Обычно принимающееся положение о постоянстве концентрации урана в водах палеобассейнов ничем не доказано. Имеется и противоположная точка зрения, М.Н. Альтгаузен, например, в 1956 г. предположил возможность повышения концентрации урана и других металлов в водах бассейнов в нижнепалеозойские эпохи. Аналогичная точка зрения высказывалась рядом авторов [Неручев, 1974, 1976] (В.С. Кролл, 1954 г.; Косци, 1957 г.; Л. Лаутербах, 1975 г.). Убедившись в неудовлетворительности восстановительного химического и сорбционного механизма накопления урана, мы рассмотрели возможность прижизненного биогенного накопления с учетом многочисленных данных о накоплении его организмами в природных и экспериментальных условиях.

Рис. 3, составленный на основании отрывочных и, к сожалению, неравноценных данных, иллюстрирует закономерности накопления растворенного урана различными видами организмов в зависимости от его концентрации в водной среде. Между концентрацией урана в воде и накоплением его в организмах проявляется прямая линейная зависимость. Возрастание концентрации урана в воде на три порядка обуславливает такое же возрастание концентрации урана в организмах. Соответственно на три порядка возрастает и $U/C_{орг}$, которое является основной характеристикой степени обогащенности ОВ ураном в современных и древних ископаемых осадках. Установленная зависимость полностью отвечает известному положению радиобиологии, согласно которому величина коэффициента накопления (КН) радиоизотопов определяется видовой принадлежностью организмов и остается постоянной в широком диапазоне изменения концентрации радионуклеидов в воде [Поликарпов, 1964]. Благодаря этому накопление урана происходит в организмах пропорционально росту его концентрации в воде. При одной концентрации урана в воде наиболее активно его накапливают бактерии, фитопланктон и донные водоросли (средний КН — 300–500, максимальный — 2000–10 000); на более низком уровне находятся раковины моллюсков (максимальный КН — 30–40), на еще более низком — рыбы (средний КН — 10–20). Эти соотношения в полной мере отвечают другому известному положению радиобиологии о постепенном снижении концентрации урана в организмах на протяжении пищевой цепи.

Итак, чем выше концентрация урана в воде, тем более обогащается им ОВ, накапливающееся в организмах; чем выше $U/C_{орг}$ и чем соответственно больше концентрация отложившегося планктоногенного ОВ в осадке, тем выше концентрация и самого урана в осадке. Простые расчеты показы-

вают, что при низкой концентрации его в воде ($3 \cdot 10^{-7}\%$), свойственной современной эпохе и преобладающей части геологического прошлого, фоссилизация планктоногенного ОВ в количестве до 0,5–1% определяет накопление в породах кларковой концентрации урана – около $2-4 \cdot 10^{-4}\%$.

Возрастание концентрации урана в воде палеобассейнов в эпохи интенсивного накопления планктона, как мы полагаем, в десятки и сотни раз при накоплении планктоногенного ОВ в осадке от 10 до 20% может обусловить концентрацию урана в осадке от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$, что практически и наблюдается в черных ураноносных сланцах. Хорошим примером этого предположения в современных условиях является о. Иссык-Куль. Концентрация урана в его воде на порядок выше, чем в океане. Соответственно на порядок возрастает и его концентрация в ОВ планктона и харовых водорослей; в итоге при содержании $C_{орг}$ 10–15% концентрация урана в осадке заметно увеличивается, как во многих ископаемых “черных сланцах”. Возможность прижизненного накопления урана доказана экспериментально работами японских ученых Такаси, Такао, Акиры и др. Очевидно, в ближайшем будущем возможно его промышленное извлечение из морской воды с помощью фотосинтезирующих планктонных водорослей.

Значительное заражение среды обитания ураном, продуктами его деления и другими тяжелыми металлами – мутагенами – вызывало в биосфере серьезные изменения: происходила перестройка в структуре сообществ организмов, изменение их биомассы – экстремальное возрастание биомассы и биопродукции некоторых видов фито- и реже зоопланктона и уменьшение биомассы многих групп более высокоорганизованных животных; временное исчезновение или даже вымирание наиболее радиочувствительных компонентов биоценозов и переход к доминирующему положению в них немногих радиорезистентных видов. Общий результат воздействия состоял в обеднении живых природных комплексов, что находится в полном соответствии с известными положениями радиобиологии и радиэкологии [Поликарпов, 1964].

В соответствии с основным законом радиогенетики о линейной зависимости частоты мутаций от дозы облучения [Дубинин, 1963] в эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и осадочного урана значительно возрастала изменчивость организмов, реализовавшаяся как в появлении большого количества новых видов, так и в вымирании ранее существовавших. Именно поэтому границы многих крупных стратиграфических подразделений (систем и отделов), эмпирически устанавливаемых палеонтологами согласно изменениям фауны и флоры, как оказалось, во многих случаях проводятся или непосредственно по хронологическим уровням накопления радиоактивных ураноносных осадков или весьма близко от них.

Мы считаем, что эпохи интенсивного накопления богатых планктоногенным ОВ “сланценосных” отложений, неоднократно проявлявшиеся от архея до голоцена, – ответная реакция биосферы на периодическое заражение среды фосфором, ураном и рядом других тяжелых металлов [Неручев, 1974, 1976, 1979]. Эти эпохи соответствуют в основном заключительным фазам растяжения земной коры и времени следующих за ними процессов контракции, сопровождающихся усилением сейсмичности, изливом на дно бассейна вод, насыщенных микроэлементами, в том числе ураном [Бекетов, 1981].

Вместе с тем в ходе геологического времени видны и определенные черты направленной эволюции в накоплении обогащенных планктоногенным ОВ “сланценосных” отложений, обусловленные прежде всего развитием органического мира, усложнением биоценозов, появлением новых

групп главных продуцентов планктоногенного органического вещества, появлением наземной растительности, общей необратимой направленностью в развитии осадочного процесса и расширением фациального спектра обстановок сланценакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г.Н.* Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
- Бекетов В.М.* Модель образования и некоторые вопросы классификации осадков доманикового типа. — В кн.: Генетическая классификация нефтей, газов и рассеянного органического вещества пород. Л.: Недра, 1981, (Тр. ВНИГРИ), с. 25—43.
- Вернадский В.И.* Очерки геохимии. Л.: Горгеонефтеиздат, 1934. 380 с.
- Дубинин Н.П.* Молекулярная генетика и действие излучений на наследственность. М.: Госатомиздат, 1963. 240 с.
- Летунова С.В., Ковальский В.В.* Геохимическая экология микроорганизмов. М.: Наука, 1978. 127 с.
- Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—15.
- Морская экология/Под ред. Г.Г. Поликарпова. Киев: Наук. думка, 1970. 276 с.
- Неручев С.Г.* Эпохи интенсивного накопления планктона в истории Земли и их причина. — В кн.: Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя. Л.: Наука, 1974, с. 34.
- Неручев С.Г.* Эпохи радиоактивности в истории Земли и развитие биосферы. — Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 3—13.
- Неручев С.Г.* Взаимосвязь вспышек биопродуктивности фитопланктона, эпох уранонакопления и переломных моментов эволюции в докембрии и раннем палеозое. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 237—242.
- Поликарпов Г.Г.* Радиоэкология морских организмов. М.: Атомиздат, 1964. 295 с.
- Хабаров В.В., Нелпеченко О.М., Волков Е.Н., Барташевич О.В.* Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири. — Сов. геология, 1980, № 10, с. 94—105.
- Degeus E.T., Ross D.A.* The Black Sea: Geology, chemistry and biology. Tulsa (Okla.), 1974. 350 p.
- Degeus E.T., Khoo F., Michaelis W.* Uranium anomaly in Black Sea sediments. — Nature, 1977, vol. 269, N 5629, p. 566—569.

УДК 550.42+553.061.32+553.983

Ф.Г. Гурари, В.М. Гаешин

ПЛАНКТОНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ФАНЕРОЗОЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСТОЙЧИВОСТИ СОДЕРЖАНИЯ В МОРСКОЙ ВОДЕ РЕДКИХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для реконструкции физико-химических параметров седиментации в палеобассейнах наиболее важны автохтонные хемогенные и биогенные отложения, образовавшиеся при минимальном влиянии приноса терригенного материала с окружающей бассейны суши. Среди автохтонных формаций существенное значение для решения этой проблемы имеют доманикиты — сильно битуминозные толщи, привлекающие в последнее время большое внимание геологов самого различного профиля. Вслед за Н.Б. Вассоевичем [1973] мы относим к доманикитам битуминозные карбонатно-глинисто-кремнистые породы морского генезиса, содержащие сапропелевое органическое вещество (ОВ) в пределах 5—15%, что не исключает в отдельных пластах и пачках и более высокого и более низкого его

содержания. Поэтому в типичных доманикитах нередко присутствуют прослойки и пласты более высокобитуминозных горючих сланцев.

Доманиковые образования весьма широко представлены в разрезе рифея—венда и особенно фанерозоя. Наиболее известны фанерозойские доманиковые толщи, накопившиеся в кембрии (квасцовые сланцы Швеции, куонамская свита Сибирской платформы и ее аналоги), в ордовике (диктионемовые и кукерские горючие сланцы Прибалтики), в силуре (граптолитовые сланцы Прибалтики и Скандинавии), в позднем девоне—раннем карбоне (доманиковые отложения Русской платформы, сланцы Чаттануга, Огайо и их аналоги на Северо-Американской платформе), в перми (меденосные сланцы Верра и “вожючие сланцы” стассфурта цехштейна Польско-Германского мегапрогиба, битуминозные сланцы формации Фосфория в США и сланцы формации Ирати в Бразилии), в поздней юре (горючие сланцы Приволжского района, баженовская свита Западной Сибири), в зоэне (горючие сланцы Туранской плиты, кумская свита Предкавказья), в олигоцене (менилитовые сланцы Предкарпатья), в неогене (битуминозные сланцы Монтерей и их аналоги в США, майкопская свита Предкавказья). Известны доманиковые толщи и на других стратиграфических уровнях, но там они обычно играют меньшую роль. Для этих отложений характерны громадные площади распространения (до 2 млн. км² и более) при весьма небольшой мощности, обычно не превышающей 80—100 м. Минеральная часть всегда представлена глинистыми минералами (главным образом, гидрослюдой и смешанно-слоистыми монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями, реже каолинитом, хлоритом), кремнистыми породами (в основном биогенными) и карбонатами с преобладанием органогенных. В качестве примесей присутствуют пирит, песчано-алевритовая терригенная фракция, часто фосфориты. Количественные соотношения основных минеральных компонентов сильно колеблются даже в пределах одной толщи, что приводит к выделению множества (до 10—15) типов разрезов.

Весьма характерна для доманиковых образований тонкая микрослоистость, свидетельствующая о большом влиянии на состав осадков сезонных или более крупных циклов изменения условий седиментогенеза. ОВ является в доманикитах обязательным компонентом. Содержание его сильно колеблется, достигая в отдельных пластах до 40—50%. Тип его почти исключительно сапропелевый, планктоногенный. Оно слагается, по данным С.Г. Неручева [1974] и других авторов, микрокомпонентами группы альгинита, в частности коллоальгинита, в котором преобладают продукты разложения фитопланктона. В ОВ присутствуют немногочисленные (0—25%) остатки донной флоры, а также планктонные синезеленые и желтозеленые водоросли. ОВ различных доманикитов имеет очень сходный состав, несмотря на значительные различия в возрасте пород, что отмечали С.Г. Неручев [1974, 1976] и другие исследователи. Оно пропитывает минеральную массу пород, концентрируясь в микропрослойках. Имеются сведения, что в отдельных случаях ОВ слагает почти чистые пласты и линзы мощностью до 1 м [Нестеров, 1979].

При большой близости состава доманикитов они все же различаются по составу в зависимости от климатических условий бассейна их накопления. В доманикитах зоны аридного литогенеза широко представлены карбонаты, нередко доминирующие. В доманикитах, образовавшихся в гумидных условиях, карбонаты подавлены, преобладают глинистые и кремнистые породы. Эти различия проявлены еще более выразительно в соседствующих формациях. При аридном литогенезе они обычно представлены комплексом предрифовых, рифовых и зарифовых карбонат-

ных образований, еще далее в сторону берега сменяемых эвапоритами солеродных лагун. Именно такая картина наблюдается для куонамского горизонта Сибирской платформы и цехштейна Европы. При гумидном литогенезе доманикиты по мере приближения к берегу сменяются песчано-глинистыми образованиями морского мелководья и авандельт, пляжевыми осадками. Это характерно для баженовской свиты Западной Сибири, сланцев Чаттануга Северо-Американской платформы и эоценовых сланцев Туранской плиты [Гурари, 1981а, б].

Доманикиты содержат обильные органические остатки. Наиболее широко представлен фито- и зоопланктон, особенно водоросли. Характерно, что многочисленные остатки микроорганизмов, обнаруженные Ф.Г. Гурари в шлифах битуминозных пород синской свиты нижнего кембрия и впоследствии описанные Е.А. Рейтлингер как *Obruchewella delicata* Reitl., по мнению М.С. Якшина и В.А. Лучининой [1981], удивительно морфологически сходны с современными синезелеными водорослями рода *Spirulina* Turp. Планктонные водоросли, особенно синезеленые и желтозеленые, играют громадную роль в образовании доманикитов. В.П. Маслов [1963, с. 194] пишет, что "многие горючие сланцы с битумным содержанием обязаны своим происхождением ботриококковым водорослям как в палеозое, так и в мезозое и кайнозое". Широко представлены в доманикитах диатомовые водоросли (в мезозойских и кайнозойских толщах), кокколитофориды, радиолярии и другие представители планктона. Наряду с этим встречаются остатки бентосной фауны, подчас достаточно обильной на периферии палеобассейна, но в центральных частях представленной преимущественно видами, переносящими недостаток кислорода (бухьи в баженовской свите Западной Сибири), что свидетельствует о развитии сероводородного заражения.

Интересна геотектоническая позиция доманикитов. Подавляющее большинство их, в том числе наиболее типичные, развиты на платформах, чаще в краевых мобильных зонах (перикратонные опускания) или в центральных частях. Они встречаются и в разрезах чехлов крупных межгорных впадин, возникших на срединных массивах.

Изучение характерных особенностей доманиковых отложений, их взаимоотношений с соседствующими, а также подстилающими и перекрывающими отложениями, позволяет определить их как осадки краевых морей типа Охотского, Японского и др. Весьма вероятно, что часть доманикитов накапливалась в коупных внутренних морях, подобных современным Черному или Каспийскому (рис. 1).

Накопление доманиковых отложений отвечает периодам тектонического покоя и максимальных, обширных по площади трансгрессий, которые Ф.Г. Гурари связывает с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Затопливание морем громадных площадей континента и резкое повышение базиса эрозии рек сильно снижало их эродирующую способность, сводило к минимуму привнос в палеобассейны терригенного и хемогенного материала с суши. В морские бассейны в основном поступали лишь приносимые ветрами мелкие золотые частицы и тонкодисперсный пирокластический материал, периодически выбрасываемый в атмосферу вулканами, нередко находящимися за тысячи километров от площади накопления доманиковых осадков. Это обусловило резкое доминирование автохтонного, в основном биогенного седиментогенеза, некомпенсированный характер палеобассейнов, крайне малые (порядка 0,4—6 м за 1 млн. лет) скорости осадконакопления, длительные сроки контакта водной массы с донными осадками, что играло весьма существенную роль в активности обменных процессов.

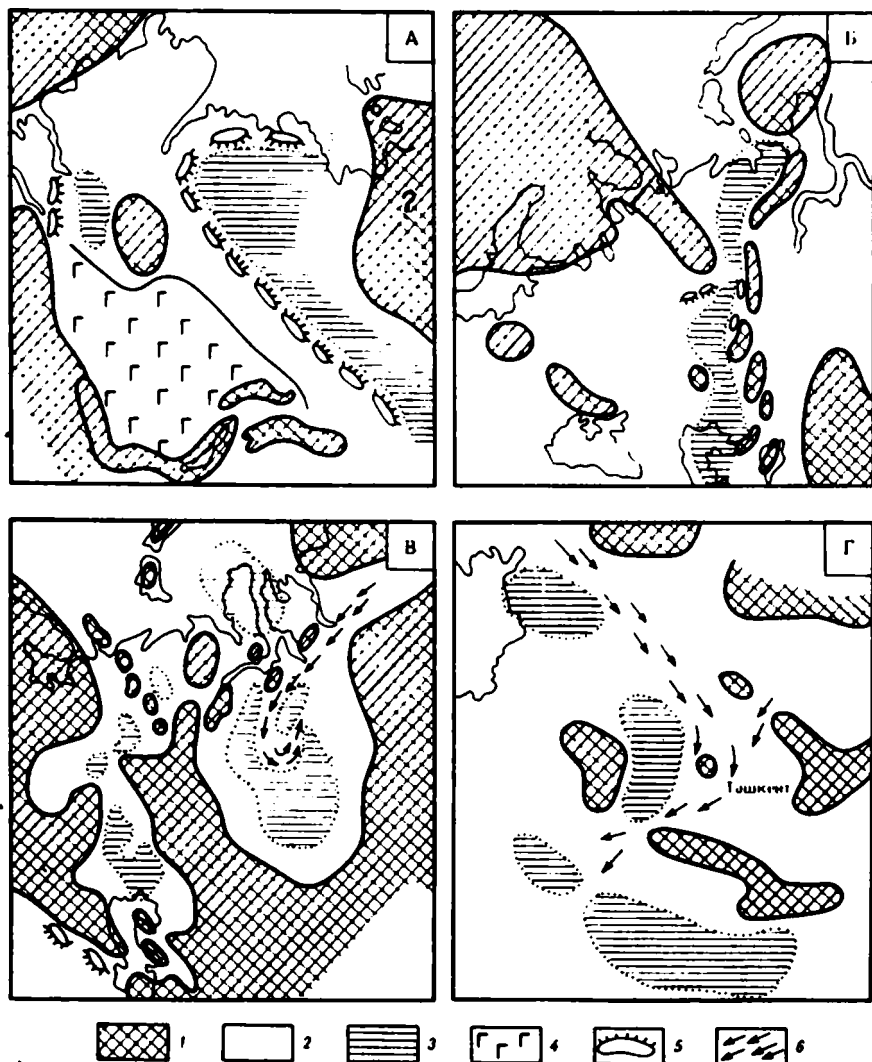


Рис. 1. Палеогеографические схемы обстановки накопления некоторых доманикитов
 А — куонамский горизонт кембрия Сибирской платформы; Б — доманик верхнего девона Русской платформы; В — баженовская свита Западно-Сибирской плиты; Г — горючие сланцы зоена Туранской плиты; 1 — суха; 2 — мелководное море или зарифовая лагуна; 3 — затишные относительно глубоководные впадины дна моря, где накапливались доманикиты; 4 — заэваритовая лагуна; 5 — рифы, установленные или предполагаемые; 6 — донные интенсивные течения

Доманиковые осадки накапливались в затишных, находящихся ниже уровня активной гидродинамики впадинах морского дна (глубины порядка 200–300 м, возможно, и более), располагавшихся в центральных частях палеобассейна. В ряде случаев установлено существование мощных донных течений, вносивших значительные коррективы в гидродинамическую обстановку и в фациальные условия накопления отложений [Гурари,

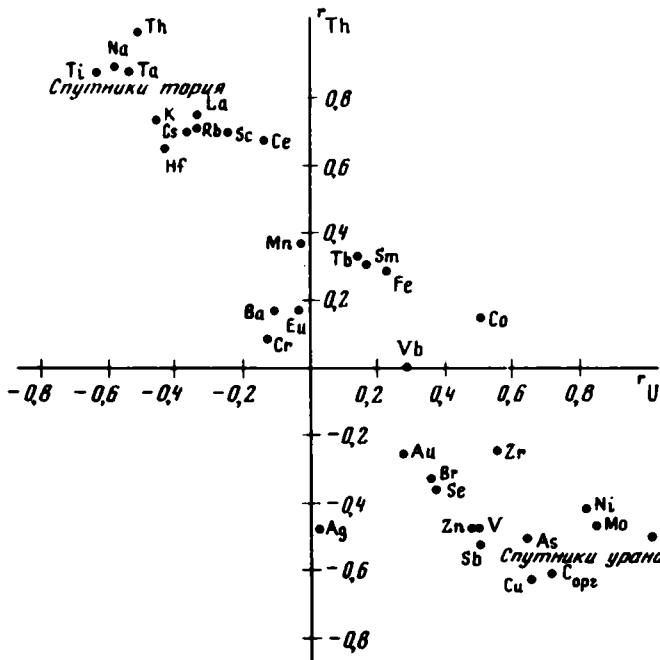


Рис. 2. Геохимические связи урана и тория в битуминозных аргиллитах баженовской свиты. По оси ординат — коэффициенты корреляции элементов с торием, по оси абсцисс — то же, с ураном

1981а, б), приводивших к пятнистому распространению типично доманиковых осадков (рис. 1).

Преимущественно биогенный характер седиментогенеза обусловил тесную связь доманикитов с зонами циклонических халистаз в палеобассейнах, где глубинные дивергентные воды выносили вверх в фотический слой питательные элементы, необходимые для пышного расцвета фито- и зоопланктона [Страхов, 1978]. Близкая ситуация могла возникать в районах древних апвеллингов, как это наблюдается в зонах современных пограничных течений Мирового океана [Гершанович, Конюхов, 1977]. Однако в этом случае площади развития доманикитов должны быть линейно вытянуты и сравнительно невелики.

Доманикиты всегда выделяются среди вмещающих толщ по весьма характерному набору химических элементов [Поплашко и др., 1978; Armands, 1972–1973; Conant, Swenson, 1961; Vine, Tourtelot, 1970]. Как показывают статистические оценки, выведенные на основе нейтронно-активационных и атомно-абсорбционных определений 31 химического элемента [Гавшин и др., 1980], в битуминозных аргиллитах баженовской свиты можно выделить, как минимум, две специфические ассоциации: с одной стороны, элементы, сопутствующие органическому веществу, с другой — элементы, связанные со стоком с суши. Эти ассоциации особенно четко проявляются на графике корреляционных связей, где органическому углероду ($C_{орг}$) сопутствуют уран, молибден, мышьяк, сурьма, ванадий, никель, медь, цинк, селен, золото (рис. 2). В основном те же химические элементы обнаруживаются в повышенных количествах и в

Элементы, сопутствующие $C_{орг}$ в битуминозных аргиллитах баженовской и куонамской свит

Количество проб	$C_{орг}$, %	Содержание элементов, г/т											
		Mo	U (по Ra)	As	Sb	Zn	V	Ni	Au	Ag	Cu	Ba	Co
Куонамская свита													
3	9,32	130	52,3	—	—	670	4260	340	—	—	250	—	11
Баженовская свита													
30	7,98	122	35,7	45,0	6,9	678	539	291	0,004	0,39	132	2264	23
К.к.	8,1	61	10,5	7,3	6,9	5,9	4,6	4,1	4,0	3,9	3,3	2,8	1,1

Примечание. Образцы из куонамской свиты отобраны Е.М. Ештушенко; по его данным, среднее содержание $C_{орг}$ — 9,32%; К.к. — коэффициент концентрации: отношение содержания элемента в баженовской свите к содержанию во вмещающих аргиллитах или "средних" глинах и сланцах.

других доманиковых толщ, в частности в битуминозных аргиллитах куонамской свиты Сибирской платформы (см. таблицу). Поскольку планктоногенное ОВ доманикитов является автохтонным, то источником сопутствующих ему элементов, несомненно, была морская вода; следовательно, в количестве того или иного элемента в породе, обогащенной ОВ, должно было отразиться содержание его в морской воде палеобассейна.

К сожалению, опубликованные оценки химического состава доманикитов основаны главным образом на спектральных анализах, не охарактеризованных метрологическими параметрами. Тем не менее по всей совокупности данных проявляется определенная тенденция, наиболее отчетливо продемонстрированная для молибдена: его содержание возрастает с увеличением концентрации $C_{орг}$ примерно в той же степени, что и в обогащенных ОВ осадках Черного и Средиземного морей (рис. 3). Не менее четкая закономерность обнаруживается в соотношениях ОВ и урана. Т. Бейтс и Э. Строл [1959] вычислили уравнение регрессии, связывающее логарифмы концентрации урана с содержаниями $C_{орг}$ в кварцевых сланцах Швеции, черных сланцах Чаттануга, Огайо и Вудфорда (США). По статистическим оценкам, полученным для баженовских и куонамских битуминозных аргиллитов, они оказываются на графике Т. Бейтса и Э. Страла почти на линии регрессии (рис. 4). Распределение урана между морской водой замкнутых и полузамкнутых бассейнов и осадками, обогащенными ОВ, изучено Г.Н. Батуриным [1975]. Если предположить, что в верхнеюрском и нижнекембрийском палеобассейнах содержание урана было таким же, как в современном океане, то битуминозные аргиллиты баженовской и куонамской свит хорошо укладываются в линейную зависимость, проявляющуюся на графике, построенном Г.Н. Батуриным (рис. 5). Отсюда можно заключить, что для обогащения ураном планктоногенного ОВ морских осадков отнюдь не обязательно повышенное его содержание в морской воде на один-два порядка относительно современного, как это предполагает С.Г. Неручев [1974, 1976]. Напротив, закономерные соотношения между содержаниями $C_{орг}$ и молибдена, урана, никеля и ванадия в разновозрастных породах можно рассматривать как указание на постоянство распределения микроэлементов между морской водой и планктоногенным ОВ, по крайней мере от раннего кембрия до современности.

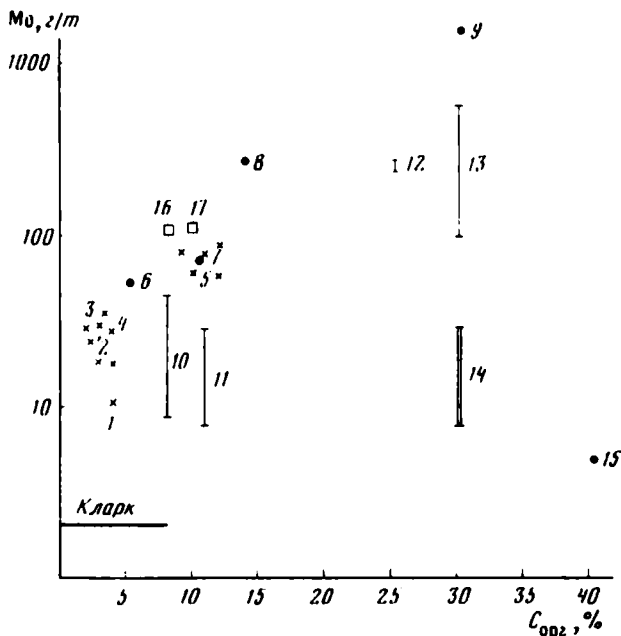


Рис. 3. Соотношение молибдена и $C_{орг}$ в черных и горючих сланцах (по данным Е.М. Поплавко и др.), в битуминозных аргиллитах баженовской и куонамской свит (по данным авторов) и в современных осадках, обогащенных ОВ (по данным Г.Н. Батурина, Коченова, Пилипука, Волкова)

Моря: 1 – Балтийское, 2 – Каспийское, 3 – Средиземное, 4, 5 – Черное; формации: 6 – Фосфория, 7 – Чаттануга; 8 – кварцевые сланцы Швеции; 9 – горючие сланцы Средней Азии; 10 – доманиковые отложения; 11 – менилитовые сланцы; 12 – горючие сланцы Казахстана; 13 – черные сланцы Коми АССР; 14 – горючие сланцы Поволжья; 15 – кукерситы; 16 – битуминозные аргиллиты баженовской свиты; 17 – битуминозные аргиллиты куонамской свиты

менности. Этот вывод согласуется с заключением Н.М. Страхова [1960] о том, что "планктоногенная природа доманика и его аналогов заставляет считать их представителями древнейшего типа накоплений органического вещества в породах, возникшего еще в древнейшие докембрийские эпохи и без заметных отличий прошедшего через огромные отрезки геологической истории".

Накоплению планктоногенного ОВ способствуют замедленные темпы седиментации; эта закономерность прослеживается как на древних доманикитах (рис. 6), так и на современных осадках, обогащенных сапропелевым материалом. Концентрацию урана и молибдена в ОВ С.М. Манская и Т.В. Дроздова [1964] связывают с продуктами "меланоидиновой реакции" – взаимодействия белков и углеводов [Успенский и др., 1977]; сходным образом могли накапливаться также ванадий, никель и медь, склонные к образованию хелатов с азотом в качестве донорного элемента [Zubovic, 1966]. Возникающие в процессе диагенетического преобразования ОВ "гуминовые кислоты сапропелитов" [Заславский, 1979], по-видимому, обладают столь же высокой реакционной способностью, как и "гуминовые кислоты гумолитов"; однако они теряют растворимость в щелочах уже к концу диагенеза [Вассоевич и др., 1977] и поэтому, как

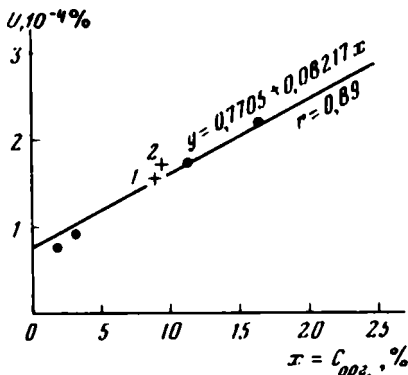


Рис. 4. Соотношение урана и $C_{орг}$ в черных сланцах, по Бейтсу и Стролу (квасцовые сланцы Швеции, черные сланцы Чаттануга, Огайо, Вудфорда). Крестиками показаны битуминозные аргиллиты баженовской (1) и куонамской (2) свит

правило, не обнаруживаются при исследовании погребенных осадков. Нельзя исключить некоторую роль прижизненной концентрации микроэлементов в биомассе планктона; вместе с тем, по оценке И.И. Волкова и

Л.С. Фоминой [1971], в черноморском живом планктоне концентрируется не более 13% молибдена от общего его количества в осадке. Вслед за первоначальным накоплением микроэлементов в ОВ возможно их перераспределение с вхождением в сульфидные и окисные фазы, как это продемонстрировал для черноморских осадков И.И. Волков [1973]. В диagenезе проявляется также эффект "пассивного обогащения" — увеличение концентрации микроэлементов за счет исчезновения части ОВ и растворения карбонатов как "разбавляющих компонентов" [Холодов и др., 1980].

Планктоногенным отложениям доманикового типа Н.М. Страхов [1960] противопоставляет бентогенный тип горючесланцевых накоплений, представленный горючими сланцами Поволжья и кукерситами. Несмотря на сходный элементный состав ОВ, они резко отличаются от типичных доманикитов по уровню обогащения микроэлементами, как это хорошо видно на графике, построенном для молибдена (см. рис. 3). В кукерситах, а отчасти и в горючих сланцах Поволжья существенная роль принадлежит талломоальгинитовому петрографическому типу ОВ [Корчагина, Юсупова, 1974; Страхов, 1960], тогда как в типичных доманикитах резко преобладает коллоальгинит [Неручев, 1974]. По-видимому, причины низкой концентрации микроэлементов талломоальгинитовым ОВ следует искать в его геохимической специфике. Как отмечают Ю.И. Корчагина и И.Ф. Юсупова [1974], в его составе содержится меньше углеводно-белковых компонентов, являющихся субстратом для меланоидиновой реакции.

Совпадение соотношений между ураном и $C_{орг}$ в доманикитах и обогащенных ОВ планктоногенных отложениях Черного и Средиземного морей привело С.Г. Неручева [1974, 1976] к выводу о том, что в этих морских бассейнах в период от 3 до 7 тыс. лет назад содержание урана в 30—300 раз превышало современное. Однако, по данным Г.Н. Батурина [1975], Е. Дегенса, Ф. Ку и В. Михаэлиса [Degens, 1977], весьма высокое отношение урана к $C_{орг}$ наблюдается и в поверхностных осадках Черного моря, которые явно моложе 3 тыс. лет. Кроме того, время пребывания растворенного урана в Черном море, по оценке Г.Н. Батурина [1975], составляет 4 тыс. лет, а в Мировом океане — не менее 200 тыс. лет; поскольку содержание урана в открытых морских бассейнах выравнивается и приближается к его концентрации в океане, то понижение его на два порядка за 3 тыс. лет представляется совершенно невероятным. Другой аргумент С.Г. Неручева — балансовое несоответствие между количеством поступавшего в палеобассейн растворенного урана и его концентрацией в планктоногенных осадках. По-видимому, оценка баланса в значительной степени зависит от принятого способа расчета. По данным А.Э. Контровича, И.Д. Поля-

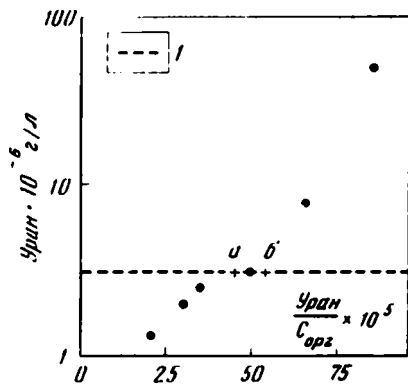


Рис. 5. Распределение урана между морской водой и осадком, обогащенным $C_{орз}$ по Г.Н. Батурину (Аральское, Каспийское, Черное, Балтийское, Мертвое моря, Фирд Сваннх)

1 — содержание урана в современном океане; а — баженовская, б — куонамская свиты

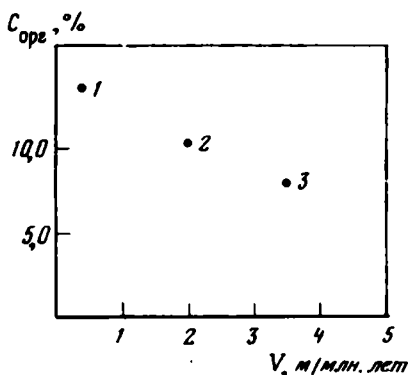


Рис. 6. Зависимость содержания $C_{орз}$ в доманикитах от скорости осадконакопления 1 — кварцевые сланцы кембрия Швеции; 2 — девонские сланцы Чаттануга, США; 3 — баженовская свита верхней юры Западной Сибири

ковой и А.С. Фомичева [1971], территория Западно-Сибирской плиты вместе с источниками сноса составляет 7,2% от площади суши или около 6%, если вычесть площадь волжского палеобассейна. Принимая во внимание, в соответствии с оценкой Г.Н. Батурина [1975], ежегодный привнос ($18 \cdot 10^3$ т) урана реками в Мировой океан и распространяя эту величину на юрский период, получаем, что ежегодный привнос в верхнеюрский палеобассейн урана составлял $1,08 \cdot 10^3$ т. Следовательно, за время отложения баженовской свиты (8–10 млн. лет) количество привнесенного реками урана должно составить $8,6\text{--}10,8 \cdot 10^9$ т. Как следует из опубликованных данных [Плуман, 1971], количество урана, сконцентрированное в битуминозных аргиллитах баженовской свиты, не превышает 1/7 от величины речного стока. Ошибка этой оценки зависит в основном от того, насколько в юрское время территория суши и параметры речного стока отличались от современных. Во всяком случае очевидно, что резкое повышение концентрации урана и сопутствующих ему элементов в палеобассейнах в периоды интенсивного накопления планктоногенного ОВ отнюдь не может считаться доказанным. В обоснование своей оригинальной и заслуживающей обсуждения гипотезы о существовании в геологической истории Земли нескольких эпох резкого повышения радиоактивности С.Г. Неручев также приводит данные о резком изменении органического мира на рубежах, отмеченных накоплением доманикитов.

Мы уже указывали, что наиболее широко распространенные доманикиты (например, верхнедевонские, верхнеюрские) отвечают значительным эвстатическим повышениям уровня Мирового океана. Время таких колебаний, их масштаб и возможные причины достаточно полно освещены в статьях О.К. Леонтьева [1970] и Д.П. Найдина [1972]. Для юрского периода об этих явлениях писал недавно А. Хэллем [1978]. Мы не имеем возможности рассматривать в данной статье эту проблему. Однако, несомненно, что мощные трансгрессии, существенно менявшие физико-географические, а следовательно, и экологические условия на громадных территориях, не могли не сказаться на эволюции живых организмов. Для

объяснения резких смен в составе органического мира Земли не обязательно признание существования в прошлом эпох катастрофического вымирания организмов из-за резкого повышения радиоактивного фона, как это предполагает С.Г. Неручев [1974, 1976]. Устойчивость литолого-геохимических характеристик и характера содержания редких и радиоактивных элементов в породах доманиковых толщ фанерозоя от кембрия до неогена включительно свидетельствует: во-первых, о периодически повторявшихся во времени особых условиях автохтонной планктоногенной седиментации, в результате которой накопились высокобитуминозные толщи определенного состава; во-вторых, о достаточной устойчивости, во всяком случае в эти периоды, солевого состава и других физико-химических параметров водных масс шельфовых окраинных морей, в которых отлагались указанные образования. Правда, в самом общем виде пока намечается преобладание в палеозое аридных доманиковых отложений, в мезозое и кайнозое — гумидных.

Для выяснения вопроса об эволюции доманикового седиментогенеза нужно, чтобы, во-первых, были проведены более глубокие исследования состава доманиковых пород и, во-вторых, сравнительное изучение этих образований не только в фанерозое, но и докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г.Н.** Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
- Бейтс Т., Стрел Э.** Минералогия и химия урансодержащих черных сланцев. — В кн.: Геология атомного сырья. М.: Гл. упр. по исполз. атом. энергии при СМ СССР, 1959, с. 93—99.
- Вассович Н.Б.** Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 11—60.
- Вассович Н.Б., Бурлин Ю.К.** и др. Сравнительный анализ постседиментационных преобразований органического вещества в морских и континентальных отложениях. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 51—55.
- Волков И.И.** Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2, с. 3—22.
- Волков И.И., Фомина Л.С.** Различные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом. — Литология и полез. ископаемые, 1971, с. 3—15.
- Гвашиш В.М., Бобров В.А.** и др. Геохимия микроэлементов в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста: Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 19—21.
- Гершанович Д.Е., Конюхов А.И.** Седиментогенез в зонах восточных граничных течений Мирового океана. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Наука: Новосибирск, 1977, с. 18—25.
- Гурари Ф.Г.** Доманикиты и их нефтегазоносность. — Сов. геология, 1981а, № 11, с. 16—30.
- Гурари Ф.Г.** Возможные типы коллекторов, связанных с доманикитами. — Геология и геофизика, 1981б, № 12, с. 1—8.
- Заславский Е.М.** О понятии "гуминовые кислоты". — В кн.: Накопление и преобразование садикахитов. М.: Наука, 1979, с. 217—222.
- Конторович А.Э., Полякова И.Д., Фомичев А.С.** Закономерности накопления органического вещества в древних осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири). — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 16—27.
- Корчагина Ю.И., Юсупова И.Ф.** Особенности состава органического вещества горючих сланцев. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 165.
- Леонтьев О.К.** Об изменении уровня Мирового океана в мезозое—кайнозое. — В кн.: Океанология. М.: Наука, 1970, т. 10, вып. 2, с. 276—285.

- Манская С.М., Дроздова Т.В.* Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
- Маслов В.П.* Желтозеленые или разножгутиковые водоросли: Общая часть. — В кн.: Основы палеонтологии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 193—195.
- Найдин Д.П.* О колебаниях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое. — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3, с. 85—103.
- Неручев С.Г.* Эпохи интенсивного накопления планктона в истории Земли и их причины. — В кн.: Микрофито-фоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974, с. 36—48.
- Неручев С.Г.* Эпохи радиоактивности в истории Земли и развитие биосферы. — Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 3—14.
- Нестеров И.И.* Новый тип коллектора нефти и газа, 1979, № 10, с. 26—29.
- Плуман И.И.* Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты. — Геохимия, 1971, № 11, с. 1362—1368.
- Поплавоко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А.* Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1411—1418.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. 574 с.
- Страхов Н.М.* Принцип соответствия Л.А.Зенкевича и его значение для теории океанского осадкообразования. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 124—133.
- Успенский В.А., Радченко О.А.* Дифференциация ископаемого органического вещества по его химико-вещественному составу и геохимическое значение этой характеристики. — В кн.: Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 24—36. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 334).
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Недумов Р.И.* Количественные палеогеографические реконструкции диagenетических преобразований в осадочных породах (на примере сапропеланктонитовых глин Восточного Предкавказья). — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста: Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 183—184.
- Хэппел А.* Юрский период.: Недр, 1978. 272 с.
- Якшин М.С., Лучинин В.А.* Новые данные по ископаемым водорослям семейства Oscillatoriaceae (Kirchn.) Elenkin. — В кн.: Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1981, с. 28—34.
- Armands G.* Geochemical studies of uranium, molybdenum and vanadium in a Swedish alum shale. — In: Stockholm contris in geology. Stockholm, 1972—1973, vol. 27, p. 1—148.
- Conant L.C., Swanson V.E.* Chattanooga shale and related rocks of central Tennessee and nearby areas. — Geol., Surv. Profes. Pap., 1961, N 357, p. 91.
- Degens E.T., Khoo F., Michaelis W.* Uranium anomaly in Black Sea sediments. — Nature, 1977, vol. 269, p. 566—569.
- Vine J.D., Tourtelot E.B.* Geochemistry of black shale deposits. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 3, p. 253—272.
- Zubovic P.* Physicochemical properties of certain minor elements as controlling factors in their distribution in coal. — In: Coal science. Wash.: Amer. chem. soc., 1966, p. 221—231. (Advances in chemistry series; N 55).

А.Н. Фомин, В.Ф. Шугуров

ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕРАСТВОРИМОГО РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В результате углпетрографического изучения рассеянного органического вещества (РОВ) к настоящему времени накоплен значительный по объему материал, позволяющий судить о вещественном составе РОВ в породах доюрского нефтегазоносного комплекса Западно-Сибирской плиты. В состав последнего входят отложения, разнообразие по возрасту и фациальным обстановкам формирования. Наиболее древние образования этого комплекса вскрыты параметрической скв. 3 на Вездеходной площади (интервал 3085–3938 м). Они представлены преимущественно доломитами мелко- и среднезернистыми, содержащими мало- и мощные прослои алевролита-глинистых пород. Доломиты характеризуются светло-серой окраской, в большинстве своем неравномерно перекристаллизованы, плотные, местами кавернозные. Во многих образцах заметна органогенная структура, обусловленная линзовидными и округлыми водорослевыми образованиями. Среди них А.Г. Поспелов обнаружил остатки, которые позволяют относить доломиты, по-видимому, к рифею-венду.

Доломиты весьма бедны органическим веществом. Количество $C_{орг}$ в них не превышает 0,1%, обычно изменяясь в пределах 0,01–0,05%. РОВ представлено редкими мелкими обрывками водорослей (до несколько микрон), являющимися микрокомпонентами группы альгинита). Однако по имеющемуся материалу трудно судить об их первичной форме, структуре и генетической принадлежности к какому-либо определенному виду.

Среднепалеозойская толща изучена бурением весьма неравномерно. Верхняя часть этой толщи (D_2-C_2) пройдена на многих разведочных площадях, а разрезы нижней части (S, D_1) вскрыты на разную мощность лишь несколькими скважинами (Водораздельная-2, Малоичская-4, Тамбаевская-3, Северо-Останинская-2).

Силур и нижний девон (судя по небольшому материалу) сложены существенно морскими карбонатными породами: известняками, доломитами, доломитизированными известняками с редкими прослоями темных битуминозно-глинистых известняков. На протяжении всего разреза отмечается разнообразная фауна и интервалы обогащения пород рифостроящими организмами. Основные показатели окислительно-восстановительных обстановок свидетельствуют о формировании этих пород преимущественно в слабовосстановительных фациях [Шугуров, 1980].

По сравнению с докембрийскими породами силурийские и нижнедевонские отложения уже в большей степени обогащены РОВ. Содержания $C_{орг}$ обычно колеблются в пределах 0,1–0,5%, реже составляют менее 0,1%. Незначительное количество органического материала отмечается в известняках и доломитах по скважинам. Водораздельная-2, Лугиницкая-170, Еллей-Игайская-2. Эти породы в основном состоят из $CaCO_3$ или $MgCO_3$ (91–96%) и характеризуются небольшим содержанием нерастворимого остатка (1,4–4%).

Существенные концентрации $C_{орг}$ в несколько раз превышающие

Распределение микрокомпонентов РОВ в отложениях палеозоя

Возраст	Микрокомпонентный состав РОВ, %			
	Витрен	Фюзен	Лейптинит	Альгиниты
Рифей—венд (?)	—	—	—	100
Силур—нижний девон	—	—	0—5	95—100
			1	99
Средний девон—средний карбон: карбонатные породы внутренних районов Нюрольского бассейна	—	—	0—10	90—100
глинистые известняки, мергели			4	96
прибрежной части Нюрольского бассейна	0—40	0—70	0—10	10—90
	16	22	3	59
Средний карбон—пермь	20—55	25—60	5—10	0—2
	49	42	8	1

Примечание. В числителе — минимальные и максимальные содержания, в знаменателе — средние.

кларковые уровни, установлены в битуминозно-глинистых известняках Малоичской-4, Северо-Останинской-2 и Тамбаевской-3 скважин. Так, в разрезе скважины Малоичской-4 (3900—4600 м) содержание $C_{орг}$ варьирует от 0,2 до 0,5% [Запивалов, Плуман, 1977], а в скважине Северо-Останинской-2 достигает 0,7%. Органическое вещество здесь представлено на 95—100% тонкодисперсными остатками водорослей (см. таблицу). В проходящем свете — это желто-бурые образования с шагреновой поверхностью и низким рельефом. В отраженном свете они обычно серые, с голубоватым оттенком. Формы в основном изометричные, размеры не превышают первых десятков микрон. Кроме них, встречаются округлые растительные остатки (иногда до 5%), по внешним признакам напоминающие споры. Однако генетическая природа их пока окончательно не выяснена.

Верхняя часть среднепалеозойской толщи (D_2-C_2) представлена преимущественно морскими карбонатными отложениями с единичными пачками терригенных пород. Эта терригенно-карбонатная толща характеризуется существенными колебаниями концентраций ОВ и разнообразием его генетических типов. В целом для карбонатных пород рассматриваемых отложений отмечается повышенное содержание $C_{орг}$ (в среднем 0,43%), более чем в 2 раза превышающее кларковый уровень.

Во внутренних районах Нюрольского бассейна развиты существенно светлые, светло-серые, органогенные, органогенно-детритовые известняки, доломитизированные известняки и доломиты с незначительным (менее 5%) количеством минерального нерастворимого остатка. Эти отложения сравнительно бедны ОВ ($C_{орг} = 0.1-0.25\%$).

Как видно из данных таблицы, среди органического материала резко преобладает сапропелевое ОВ (90—100%, в среднем 96%). Оно представлено главным образом мелкой коллоальгинитовой массой, исходным материалом для которой послужили планктонные организмы и водоросли. Это бесструктурное вещество с шагреновой поверхностью, желтое в проходящем свете и серое, с низким рельефом в отраженном. На фоне основной тонкодисперсной массы иногда встречаются сравнительно

крупные (до 0,5–1 мм) хорошо сохранившиеся остатки предположительно бурых водорослей. В проходящем свете они красно-коричневые, в отраженном – светло-серые, с низким рельефом, четкими краями фрагментов. В отдельных пробах были обнаружены остатки гумусовой растительности (аллохтонные), представленные обломками спор, внешние оболочки которых слегка затронуты вторичными изменениями. Форма их обычно эллипсовидная. В проходящем свете они имеют коричневые оттенки, в отраженном светло-серые.

По мере продвижения от внутренних районов к прибрежным частям Нюрольского бассейна (Калиновая, Нижнетабаганская, Останинская и другие площади) в составе карбонатных пород увеличивается количество глинистой составляющей. Здесь наряду со светлыми разностями известняков и доломитов в строении разрезов верхней части среднепалеозойской толщи заметное участие принимают шламовые и тонкослоистые глинистые известняки, мергели (нерастворимый остаток 57–75%) и аргиллиты. В этом же направлении повышается содержание $C_{орг}$ в породах, часто превышая кларковый уровень, достигая 1% и более. По соотношению аутигенно-минералогических форм железа и редуцированному $C_{орг}$ эти отложения формировались преимущественно в восстановительных условиях. В наиболее устойчивых восстановительных обстановках образовывались глинистые известняки и мергели этой толщи. Преобладающая часть глинистых пород формировалась в слабовосстановительных условиях.

Петрографический состав ОВ отличается большим разнообразием (см. таблицу). Здесь же широко развиты и остатки гумусовой растительности. Среди ОВ встречается довольно много крупных растительных остатков (до 1 мм и более). Для ОВ рассматриваемых отложений характерны максимальные по сравнению с другими изученными фациями колебания микрокомпонентного состава. Так, содержание сапропелевого материала варьирует от 10 до 90%, а фюзинит в одних пробах достигает 70%, а в других вообще отсутствует.

В составе сапропелевого ОВ широко распространены тонкодисперсные остатки коллоальгинита и более крупные фрагменты – талламоальгинита, с преобладанием последнего. Талламоальгинит светло-желтый, реже у него наблюдается коричневатая окраска, что, по-видимому, свидетельствует о некотором проявлении факторов окисления. На высоких стадиях катагенеза у него появляются сероватые оттенки. В отраженном свете он серый. Для него характерны эллипсовидные и округлые формы фрагментов, шагреневая поверхность, заметный рельеф. По внешним признакам эти растительные остатки напоминают водоросли типа *Pila*.

Среди сапропелевого ОВ встречаются обрывки псевдовитринита. Он находится в виде своеобразных коричнево-оранжевых образований с шагреневой поверхностью. В отраженном свете псевдовитринит серый, светло-серый, с голубоватым оттенком и заметным рельефом. В некоторых фрагментах наблюдаются остатки клеточной структуры. Сохранность псевдовитринита весьма различна. В одних случаях он представлен обрывками однородного сложения с четкими контурами, в других – полуразложившимися, с расплывчатыми очертаниями фрагментами, переходящими в бесструктурное вещество.

Наряду с сапропелевым материалом в составе ОВ широко представлены и растительные остатки гумусового ряда (иногда до 60–70%), в составе которых присутствуют микрокомпоненты групп витринита (Vt), фюзинита (F) и лейптинита (L). Среднее содержание Vt и F составляет соответственно 16 и 22%. Обычно они бесструктурные, но в отдельных

фрагментах наблюдается звездчатая структура или разрушенные, трудно различимые остатки клеток. На долю лейптинита приходится в среднем 3%. В основном это желто-оранжевые споры, округлой или лентовидной формы.

В разрезе рассматриваемой толщи на Нижнетабаганской площади (скв. 12) обнаружен мало мощный, судя по керну, пропласток угля. Это пока единственная находка, насколько нам известно, и для всей палеозойской толщи в данном регионе. Этот уголь — типичный богхед. В его составе преобладают остатки водорослей (90%), представленные двумя разновидностями. Одна — ярко-желтые лентовидные и нитевидные остатки, несколько напоминающие споры низких стадий катагенеза. Размеры их варьируют от 0,1 до 1 мм. Обычно они ориентированы в одном направлении, возможно, параллельно напластованию. Другая разновидность водорослей — сравнительно крупные (0,5–2 мм), в проходящем свете темно-оранжевые и светло-коричневые. В них наблюдается слабо выраженная клеточная структура в виде пустот, заполненных кальцитом. По внешним признакам эти растительные остатки обеих разновидностей схожи сburyми водорослями рода *Laminarites*, описанными А.Г. Войцеховской, Г.М. Парпаровой и Л.Н. Ильченко [1968] в РОВ мезозойских отложений Усть-Енисейского района и Западно-Сибирской низменности.

Кроме сапропелевого материала, в богхеде встречаются единичные фрагменты витринита и лейптинита (10%). Отсутствие в составе РОВ фюзинизированных растительных остатков и хорошая сохранность водорослей свидетельствуют о формировании этого угольного пропласта в анаэробных условиях. Накопление растительного материала, по-видимому, происходило в заливно-лагунном бассейне.

В глинистых известняках довольно часто встречается сорбированное ОВ, которое обычно находится в виде ореола вокруг минеральных зерен. В отличие от макро- и микродетритовых форм РОВ, в которых сохраняется первичная структура растительного остатка даже при очень малых размерах, сорбированное ОВ не имеет сколько-нибудь ясной структуры. Вероятно, оно образуется за счет той части ОВ, которая полностью разложилась и затем перешла в коллоидный раствор. Осаждение этого ОВ на минеральных частицах и последующее преобразование его в период катагенеза благоприятствовало превращению ОВ в однородную массу. В формировании этого вида РОВ возможно участие самых различных микрокомпонентов и типов исходного растительного материала. Поэтому по сорбированному ОВ трудно судить о его гумусовой или сапропелевой природе. Можно только предполагать о преобладании определенного типа ОВ, основываясь лишь на фациальных условиях формирования отложений. В последние годы в классификациях горючих сланцев сорбированное ОВ выделяют в самостоятельную группу — сорбомикстинита, а по преобладающему генетическому типу ОВ различают гумо-сапро- или сапрогумосорбомикстинит [Гинзбург и др., 1976]. Если придерживаться этой классификации, то в изученных нами глинистых известняках преобладает гумо-сапросорбомикстинит.

Терригенно-алевролитовая толща пермо-карбонového возраста вскрыта многими скважинами в Усть-Тымском и Нарымско-Колпашевском бассейнах. Судя по литолого-геохимическим данным и особенностям фаунистического комплекса, осадконакопление терригенных пород верхнего палеозоя происходило как в солоноватоводных, так и в пресноводных бассейнах. Основная часть осадков толщи формировалась в слабовосстановительной обстановке. Однако в отдельные этапы на некоторых площадях верхнепалеозойские породы формировались в слабоокислительных

условиях. Среди всех изученных доюрских отложений породы этой толщи наиболее обогащены растительным материалом. Максимальные концентрации $C_{орг}$ отмечаются в аргиллитах восточной части Парабельского мегавала. В большей части исследованных проб содержание $C_{орг}$ превышает кларковый уровень (0,9%), а в некоторых образцах достигает значительных величин, более 6,0% (Колпашевская и Посковская площади). В составе РОВ преобладают растительные остатки гумусового ряда (85–90%). Среди них наиболее широко распространены микрокомпоненты группы витринита (50–55%). Фюзинит и лейптинит занимают соответственно 25–30 и 5–10%. Из-за высокой степени катагенеза отложений этого района (стадии ПА–А) все микрокомпоненты в проходящем свете темные и черные, а в отраженном – белые и ярко-белые. Различают их здесь в основном по морфологическим и оптическим признакам.

В глинистых породах РОВ встречается чаще всего в тонкодисперсном состоянии с размером частиц от нескольких микрон до десятков, реже сотен микрон. Наряду с тонкодисперсным РОВ встречаются сравнительно крупные фрагменты растений, достигающие 1 мм и более. Они представляют собой удлинненно-таблитчатые образования, разбитые поперечной трещиноватостью. Фрагменты с ясным клеточным строением довольно редки. Чаще всего они имеют звездчатую структуру, либо представлены отдельными обрывками клеток. Плохая сохранность клеточного строения может быть связана со многими причинами, в том числе с дальностью транспортировки до места захоронения, интенсивностью процессов гелификации и т.д. Возможно, определенную роль в преобладании бесструктурных фрагментов сыграли факторы катагенеза, поскольку подобные явления бесструктурности сильно преобразованных растительных остатков были замечены в ряде районов и другими исследователями [Ергольская, 1939]. Характерно, что у внешне бесструктурного витринита на этапах эпокатагенеза можно наблюдать проявление скрытой структуры, которая выражается в неравномерной анизотропии фрагмента.

В песчано-алевролитовых породах содержание $C_{орг}$ значительно ниже, чем в рассмотренных аргиллитах, но в среднем не ниже кларковых уровней. В некоторых образцах $C_{орг}$ достигает 1%. В составе РОВ резко преобладают гумусовые компоненты (95–97%). Среди них количество фюзинита обычно не превышает 50–60%. Витринит и лейптинит составляют соответственно 20–30 и 5–10%. Растительные остатки сапропелевой природы не характерны для РОВ этих отложений и были установлены только в единичных пробах.

В песчано-алевролитовых породах фрагментарная форма РОВ преобладает над тонкодисперсной. Размеры РОВ здесь намного больше, чем в глинах (до 1 мм). Встречаются и более крупные (до нескольких миллиметров), в разной степени окисленные фрагменты, по размерам схожие с минеральными зёрнами. Форма их обычно изометричная, расположение хаотичное. Хотя и редко, но встречаются крупные фрагменты, полностью сохранившие исходную форму, а иногда и структуру растительного остатка. Корродированная поверхность и изъеденные края фрагментов свидетельствуют, по-видимому, о продолжении биохимического разложения исходного материала и после погребения его в осадок. Это подтверждается нахождением подобных форм РОВ главным образом в песчаниках, т.е. в породах, которые и после диагенеза сохраняют пористость, достаточную для проникновения кислорода, поддерживающего процессы окисления.

РОВ в пестроцветных, существенно континентальных отложениях пермо-триаса, изучено в восточной части рассматриваемого района, в пределах Ажарминского мегавала. Преимущественно окислительные обстановки

накопления и диагенеза этих образований были крайне неблагоприятными для накопления органического материала. Поэтому здесь, как и в большинстве пестроцветных толщ других регионов, отмечаются малые концентрации $C_{орг}$ (порядка 0,05%). РОВ представлено единичными остатками гумусовой растительности с корродированной поверхностью и изъеденными контурами. Плохая сохранность этих остатков затрудняет диагностику микрокомпонентного состава РОВ и изучение исходной природы.

Таким образом, проведенное исследование ОБ показало, что отложения палеозойского нефтегазосного комплекса в разной степени обогащены органическим веществом, а его состав находится в тесной связи с фациальными условиями осадконакопления. Концентрация ОБ в породах увеличивается вверх по разрезу палеозоя (от рифей-вендских к пермо-карбонным образованиям) и затем резко снижается в пермо-триасе. В этом же направлении наблюдается закономерное изменение состава РОВ: от сапропелевого, гумусово-сапропелевого в отложениях нижнего и среднего палеозоя к существенно гумусовому в породах пермо-карбонного и пермо-триасового возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Войцеховская А.Г., Парпарова Г.М., Ильченко Л.Н. О бурых водорослях рода *Laminarites* из мезозойских отложений Усть-Енисейского района и Западно-Сибирской низменности. — Тр. СНИИГГиМС, 1968, вып. 78, с. 76—100.
- Гинзбург А.И., Лето А.В., Петушова И.А. Рациональный комплекс петрографических и химических методов исследования углей и горючих сланцев. Л.: Недра, 1976. 168 с.
- Ергольская З.В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации. — Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 128, с. 343—353.
- Запиевалов Н.П., Плуман И.И. Геолого-геохимические предпосылки открытия залежей нефти и газа в палеозое юга Западной Сибири. — Тр. СНИИГГиМС, 1977, вып. 255, с. 39—45.
- Шугуров В.Ф. Окислительно-восстановительные фации нефтематеринских отложений на юго-востоке Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Влияние фаций на процессы нефтеобразования. Новосибирск: Наука, 1980, с. 2—33.

УДК 552.53 + 552.58 : 551.7

В.И.Седлецкий, Н.И. Бойко, В.С. Деревягин

ЭВОЛЮЦИЯ ГАЛОГЕННОГО И БИОГЕРМНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Галогенная седиментация в истории Земли, как было нами выявлено [Седлецкий и др., 1977], самым тесным образом не только пространственно, но и генетически, связана с карбонатным биогермообразованием. Рассмотрение и анализ этих двух ветвей осадочного процесса в неразрывном единстве позволяет прийти к новым выводам относительно их эволюции. Прежде всего установлено, что возможность проявления высоких стадий галогенеза и накопление мощных галогенных толщ зависело не только от благоприятного сочетания структурно-тектонических, климатических, физико-химических и других хорошо известных факторов, но и интенсивного биогермообразования. Сингенетичное биогермообразование с характерны-

ми для различных отрезков геологического времени особенностями закономерно возникало в области баровой перемычки всех известных к настоящему времени морских галогенных бассейнов. В силу своих экологических особенностей рифостроящие организмы быстро компенсировали тектонические подвижки любого знака и обеспечивали равномерную и постоянную связь питающей морской провинции с бассейном галогенной седиментации. Таким образом, биогермообразование было своего рода автоматическим природным регулятором, стабилизирующим гидродинамический режим галогенного бассейна.

Анализ имеющихся материалов по крупным и хорошо изученным галогенным формациям позволяет наметить некоторые черты эволюции биогермообразования в истории Земли и установить особенности его влияния на процессы галогенеза в различные отрезки геологического времени.

В докембрии условия для формирования колониальных бентосных организмов отсутствовали, что препятствовало, несмотря на наличие благоприятных структурно-тектонических, климатических и физико-химических условий, широкому развитию процессов галогенной седиментации. Накопление пород низких стадий галогенеза носило эпизодический характер.

В кембрии простейшие органогенные постройки типа биостромов и биогермов, сложенных водорослями и археоциатами, отделяли галогенные бассейны от питающего их моря. Небольшая мощность и простое строение построек указывают на незначительную глубину и стабильный тектонический режим бассейна седиментации. Галогенез при этом осуществлялся только на регрессивных стадиях осадконакопления.

Характерным примером такого рода биогермообразования, осуществляющегося в зоне баровой перемычки сингенетично галогенезу, являются органогенные постройки верхоленской свиты майского яруса среднего кембрия Сибирской платформы. Накопление отложений этой свиты происходило на участках с разной палеогеографической обстановкой. Юго-западная краевая часть эпиконтинентального бассейна имела относительно высокую соленость, обеспечивавшую формирование наряду с пестроцветными и эвапоритовых образований, а восточная и северо-восточная — нормальную морскую соленость, обуславливающую карбонатное осадконакопление. Связь этих двух участков бассейна седиментации осуществлялась через узкую протяженную переходную зону, расположенную на внешнем крае шельфа и контролировавшую конседиментационными глубинными разломами фундамента [Писарчик и др., 1968]. В пределах этой зоны широкое развитие получили водорослевые биогермы и биостромы. Мощность этих органогенных построек незначительная, что объясняется стабильностью тектонического режима площади седиментационного бассейна. Однако они играли существенную роль в процессе галогенного осадконакопления, изолируя шельфовую часть от открытого моря. Органогенные постройки образовывали барьер, задерживающий и регулирующий поступление морской воды в зону внутреннего шельфа, и тем самым способствовали галогенной седиментации.

Незначительные по мощности и простые по строению органогенные постройки формировались на территории Восточной Сибири в области баровой перемычки бассейнов галогенной седиментации и в позднекембрийское время [Писарчик и др., 1968; Жарков, Скрипин, 1971].

В палеозое в пределах баров формировались уже сложные биостромные, биогермные и рифовые массивы, состоящие из кораллов, мшанок и губок. Экологические особенности этих биогермообразователей обеспечивали процесс галогенеза не только при стабильном тектоническом режиме, но и в стадии относительно резких трансгрессий. При этом глубина солеродного

бассейна могла достигать многих сотен метров, а мощность рифогенных баровых сооружений составлять иногда 1000–2000 м.

Пример палеозойского биогермообразования, протекающего сингенетично галогенезу, — пермские рифы Предуральяского прогиба. Образование большей их части происходило в генетической взаимосвязи с процессами галогенной седиментации, осуществляющимися в Прикаспийской впадине. Рифы, компенсируя в силу своих экологических особенностей на протяжении длительного времени различные по интенсивности тектонические движения на границе бассейнов с различной соленостью, обеспечивали формирование во впадине мощной (до 2000 м) галогенной формации. Галогенез в свою очередь, обуславливая постоянный и направленный через рифы подток нормальной морской воды, способствовал наряду с другими факторами образованию соизмеримых по мощности с галогенной формацией рифогенных построек.

Другие примеры палеозойского интенсивного биогермообразования, связанного с галогенезом, — рифовый массив Прескуел (Верхний Эльк-Пойнт Западно-Канадского бассейна), Гуронский биостром (группа Детройт-Ривер Мичиганского бассейна) и др.

В мезозое и кайнозое биогермообразование получило наибольшее развитие. В областях баров формировались сложнейшие рифогенные постройки, компенсирующие даже резкие нисходящие движения и отделяющие достаточно глубоководные бассейны, в которых благодаря стабильному гидродинамическому режиму протекали процессы галогенной седиментации.

Мощные мезозойские органогенные постройки, сформировавшиеся сингенетично процессам галогенеза, изучены нами на Северном Кавказе [Бойко и др., 1977; Деревягин и др., 1977]. Здесь связь позднемюрского галогенного бассейна, включающего Восточно-Кубанский, Чернолесский, Терско-Каспийский прогибы и Северо-Кавказскую моноклинали, осуществлялась с открытым морем в кимеридж-титонское время лишь в отдельных участках: на западе в районе р. Курджипс, на востоке в среднем течении рек Ардон и Терек. На тектонический режим этих участков седиментационного бассейна, приуроченных к внешнему краю шельфа, влияло, с одной стороны, неустойчивое погружение геосинклинального бассейна, с другой — блоковые движения.

Общее, но зачастую далеко не стабильное прогибание внешнего края шельфа компенсировалось (с соизмеримой скоростью) ростом органогенных построек, мощность которых к концу формирования галогенной толщи составляла от 200 до 1500 м (горы Фишт, Оштен, Боснинский риф, разведочные площади Победа, Самурская и др.). Образовавшиеся на этих участках мощные барьерные рифы, несомненно, играли роль барового сооружения, отделявшего бассейн галогенеза от питающей морской провинции. Их формирование началось в позднекекеловой—оксфордское время, а развитие шло в течение всего времени галогенеза. Причем в кимеридж-титонское время биогермообразованию, кроме тектонического и других факторов, способствовал также постоянный направленный подток морских вод в зону шельфа, обеспечивавший бентосные колонизальные организмы питательными веществами и одновременно препятствующий поступлению сюда терригенного материала. Такая направленность объясняется падением уровня воды в бассейне галогенной седиментации за счет ее интенсивного испарения в аридном климате.

В то же время формирование рифогенных сооружений баровой перемычки, компенсируя тектонические движения в пределах кромки шельфа, способствовало регулированию гидродинамического режима в бассейне галогенеза, что обусловило накопление в нем мощных (до 1500 м) толщ гипса

и каменной соли, возможно, с калиеносными пластами. Формирование в области баровой перемычки мощных и сложных рифогенных сооружений, способных компенсировать даже резкие тектонические подвижки внешнего края шельфа, известно также в Средней Азии (Сарахская перемычка в западной части Хива-Мургабской впадины), Предкарпаты (Подольские толтры), Эфиопии (Данакильская впадина) и других районах.

В ходе геологической истории также изменялся состав галогенных отложений. Соленосные толщи, сформировавшиеся в кембрии—силуре, относятся к хлоридному типу, а начиная с девонского периода и особенно пермского широкого развитие получили калийно-сульфатные образования. Качественные изменения состава соленосных формаций произошли и в герцинскую эпоху складчатости [Боголепов, Жарков, 1981]. Эволюция состава галогенных формаций связана не только с перемещением солеродных бассейнов во внутренние части континентов, но и характером стабилизации их гидродинамического режима, который во многом определяется экологическими особенностями бентосных колониальных организмов, слагающих рифогенные постройки в области баровой перемычки.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К.В., Жарков М.А.* Проблемы эволюции геологических процессов. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 7—20. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 517).
- Бойко Н.И., Седлецкий В.И., Шведов В.Н.* Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 137—144.
- Деревягин В.С., Омельченко Ю.В., Шведов В.Н.* Палеогеографические условия образования галогенных отложений кимеридж-титона на территории Северного Кавказа и Предкавказья. — В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 302—305.
- Жарков М.А., Скрипкин А.И.* Верхнекембрийские отложения юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1971. 100 с.
- Писарчик Я.К., Минзев М.А., Русецкая Г.А.* Палеогеографическая характеристика Сибирской платформы в кембрийское время. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М.: Недра, 1968, с. 81—90.
- Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С.* О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования. Сов. геология, 1977, № 12, с. 8—21.

УДК 554 + 553.4

Н.А. Росляков

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ КОРООБРАЗОВАНИИ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Коры выветривания как источник металлов стратиформных месторождений уже давно привлекают большое внимание исследователей. Однако при изучении эндогенных золоторудных месторождений в силу исторически сложившегося представления о высокой химической инертности золота в экзогенных условиях коры выветривания рассматривались лишь как благоприятный фактор для формирования его россыпей и осадочных месторождений. Нами получен новый материал, свидетельствующий о хорошей миграционной способности золота при корообразовании, контролируемой типом выветривания, составом исходных пород и рядом других

Таблица 1

Перераспределение золота в гидрослюдистых корках выветривания

Порода	Исходная порода			Кора выветривания			
	n	\bar{x}	A	n	\bar{x}	A	K
Интрузивные кислого состава	137	2,9	7,5	235	4,8	10,2	1,4
Вулканиды основного состава	28	3,0	8,0	36	3,4	7,7	0,9
В целом	165	2,9	7,6	291	4,5	9,7	1,3

Примечание. n — количество анализов (для исходных пород соответствует количеству профилей); \bar{x} — среднее; A — то же, но в мг/м³; K — коэффициент концентрации золота (отношение A в элювии к A в исходной породе).

факторов. Это позволяет расширить значение роли кор выветривания в распределении золота в осадочных породах, в возникновении его повышенных концентраций и форм нахождения на различных стратиграфических уровнях осадочного цикла.

Опробованные на золото мезозойские и кайнозойские коры выветривания и продукты их переотложения в Сибири, Казахстане, Украине, Камчатке, Монголии и на островах Тихого океана по преобладающему составу гипергенных минералов в верхней наиболее зрелой зоне профиля выветривания подразделяются на гидрослюдистые, каолиновые и латеритные. Их исходные породы представлены разнообразными магматическими, метаморфическими и осадочными образованиями, среди которых по содержанию и распределению золота, а также по расположению золоторудных полей выявляются породы регионального фона и рудных полей. В исходных породах регионального фона содержание золота варьирует в пределах кларковых величин, а в породах золоторудных полей его дисперсия достигает 3—4 порядков при средних на порядок выше кларков [Рослякова, Росляков 1975].

Выявлена следующая закономерность гипергенного перераспределения золота и его участие в осадочном процессе в зависимости от зрелости профиля выветривания на породах регионального фона.

Наименее зрелые гидрослюдистые коры выветривания характеризуются малой мощностью, суглинисто- или глинисто-щебнистым составом с небольшим количеством гидрослюд, монтмориллонита и других смешанно-слоистых гипергенных минералов. Реакция водных суспензий гидрослюдистого элювия близка к нейтральной ($pH = 6,0-7,9$), а геохимически родственные элементы слабо дифференцированы. Наиболее существенные особенности экзогенного перераспределения золота в этом профиле — пониженное содержание его в продуктах начальной стадии выветривания и заметное увеличение концентраций в верхней части элювия. В целом по гидрослюдистому профилю коэффициент концентрации золота равен 1,3, а среднее содержание — 4,5 мг/т при вариации от 0,2 до 30 мг/т (табл. 1).

Следовательно, окислительные близнейтральные условия существования гидрослюдистых кор выветривания не благоприятны для перераспределения золота, в результате чего его хемогенной миграции за пределы профиля не наблюдается. С понижением щелочности среды (в рамках исследованного интервала pH суспензий) подвижность золота уменьшалась. В область осадконакопления золото поступало главным образом вместе с кластическим материалом при эрозии гидрослюдистых кор выветривания.

Таблица 2

Перераспределение золота в каолиновых корках выветривания

Порода	Исходная порода			Корка выветривания			
	n	\bar{x}	A	n	\bar{x}	A	K
Интрузивные:							
кислого и среднего состава	26	2,3	5,9	126	4,4	8,6	1,4
основного состава	9	4,7	13,4	90	6,7	13,7	1,0
ультрбазового состава	12	2,5	6,5	39	3,0	6,0	0,9
Вулканыты							
Метаморфические и осадочные:							
алюмосиликатные	10	4,5	11,5	53	3,7	7,6	0,7
карбонатные	29	1,7	4,0	41	1,7	3,1	0,8
Пегматиты	1	12,0	30,0	4	5,5	12,2	0,4
В целом	87	2,7	7,1	353	4,4	7,8	1,1

Примечание. Значение буквенных индексов см. в прим. к табл. 1

Каолиновые корки выветривания имеют мощность от первых десятков метров до 100–120 м. В верхней, наиболее зрелой зоне профиля выветривания доминирует каолинит. С глубиной в зависимости от состава исходных пород состав новообразований меняется, так как каждый породообразующий минерал выветривается по-своему [Росляков и др., 1977; Сухоруков и др., 1978]. По характеру перераспределения золота выделяются каолиновые профили трех разновидностей: 1) золото накапливается в элювии ($K = 1,3–8,5$) – коры выветривания интрузивных и кремнистых пород; 2) содержание золота в элювии сохраняется на уровне исходных пород ($K = 0,8–1,2$) – коры выветривания вулканитов и серицитовых сланцев; 3) элювий обеднен золотом ($K = 0,1–0,8$) – коры выветривания углистых, карбонатных, биотитсодержащих и других пород, сложенных неустойчивыми к действию гипергенных агентов минералами. В целом выветривание пород по каолиновой стадии не благоприятно для миграции золота (табл. 2). Его подвижность возрастает по мере эволюции условий корообразования от щелочных к кислым. В щелочных средах золото накапливается в элювии совместно с окисным железом, в околонейтральных – с алюминием, в кислых – мигрирует совместно с кремнием, щелочными и другими металлами (табл. 3).

Для каолинового профиля выветривания на любых по составу исходных породах характерно перераспределение золота по вертикали. Оно выносятся из верхних зон профиля и образует горизонты вторичного золотого обогащения в основании профиля, а также вблизи контактов зон профиля в участках резкой смены pH водных суспензий выветрелых пород [Росляков и др., 1977]. Контрастность этих горизонтов зависит от содержания золота в исходных породах, но его концентрация не превышает 50 мг/т.

Таким образом, каолиновые корки выветривания могут быть источником хемогенного и кластогенного золота. В случае когда исходные породы сложены неустойчивыми к выветриванию минералами, хемогенное золото может поступать в область осадконакопления в начальный этап выветривания и в повышенном содержании накапливаться в нижней части осадочной толщи данного эрозионного цикла. Но наиболее благоприятны условия миграции золота в область осадконакопления в завершающий этап эрозионного цикла, когда денудированы горизонты вторич-

Таблица 3

Место золота в рядах концентрации элементов в глинистом структурном элювии

Исходная порода	рН водной суспензии глины	Коэффициенты концентрации и ряды элементов											
		0,0	0,5	1	1,5	2	5	10					
Квадратный тип													
Граниты и гранодиориты	8,88	Na Bi	Mg Pb	CaSi Mn Sr	Al Fe ²⁺ Sn	TiV	Zr Ga Cu Fe ³⁺ Au	Ag	K V	Ba Co	Ni Cr	Zn Sc	
Дашитовые порфиры	7,46	Na K		Fe ²⁺ Si Fe ³⁺ Au	Al Ti		Mn		Ca Mg				
Габбро	6,60	MgNa Fe ²⁺ Ca	Mn Si P NiCu	K Al Co Au		Zn	Pb		Ti		Fe ³⁺		
Биотитовые гнейсы	5,44	Na Ca Fe ²⁺	Mg Mn	Ti AuK	Si Al						Fe ³⁺		
Латеритный тип													
Оливиновые базальты	6,54	Ca K NaMg	Si Au GaMn P		Al Co	Fe Zn	Pb V			Cu	Ni	Cr	
Оливиновые базальты	5,50	NaCa Mg	K Au Mn P CoCr	Si Cu		Pb Zn Ni	Fe V			Ga Ti	Al Zr		
Оливиновые диабазы	5,35	Mg KAg CaNaFe ²⁺	Au SiMn V Cu	Sc		Zr Fe ³⁺ Ni	Al Ti	Ga		Sr			

Таблица 4

Распределение золота по гранулометрическим фракциям структурного элювия кор выветривания каолинового типа

Гранулометрическая фракция, мм	Элювий дацитового порфира, угольный рудник Ангрен, Узбекистан					
	Выход фракции, %	Минеральный состав	Содержание золота, мг/т	Выход фракции, %	Минеральный состав	Содержание золота, мг/т
	Профиль 12/67; рН = 6,30; ΔрН = -2,81			Профиль 3/67; рН = 7,05; ΔрН = -2,06		
<0,001	16,6	K _{1,00}	3,72	7,7	K _{1,00}	6,97
0,001-0,01	17,6	K _{1,00}	3,14	13,9	K _{1,00}	1,05
0,01-0,05	24,2	K _{1,00} P _{ЭН}	1,60	26,8	K _{1,00} P _{ЭН}	6,83
0,05-0,1	6,5	K _{9,7} G ₃ C _{ФЭН}	1,60	8,9	K _{9,3} G ₂ P _{ЭН}	0,97
0,1-0,25	5,8	K _{9,0} G ₉ (Кв + Сф) _{ЭН}	4,23	9,2	K _{9,3} G ₅ C ₂ Кв _{ЭН}	3,95
0,25-0,5	4,1	K _{к.0} G _{1,5} Кв ₅	2,47	7,2	K _{4,0} G _{1,0} C ₅ Кв ₅	3,37
0,5-1,0	4,9	K _{7,0} G _{2,2} Кв ₈	5,94	7,3	K _{4,0} Кв _{3,0} G _{2,5} C ₅	4,33
1-2	11,8	K _{4,2} G _{2,5} Кв _{3,0}	2,41	15,1	K _{4,0} Кв _{2,5} G _{1,5} C _{1,0}	4,17
>2	7,3	K _{4,2} G _{2,5} Кв _{3,0}	2,62	11,3	K _{3,8} Кв _{3,6} G _{1,5} C ₁	6,71

Таблица 4 (продолжение)

Гранулометрическая фракция, мм	Северный Казахстан					
	Элювий гранита			Элювий габбро-диорита		
	Профиль 243/73; рН = 7,25; ΔрН = -1,25			Профиль 429/73; рН = 7,77; ΔрН = -0,72		
<0,001	5,8	K _{1,00}	3,81	12,5	K _{1,00}	9,44
0,001-0,01	18,8	K _{9,7} Б ₅	3,40	49,9	K _{1,00}	3,57
0,001-0,05	14,6	K _{6,0} Б _{1,0} (Пш + Кв) _{1,0}	5,0	18,6	K _{5,5} G _{2,5} (Mn + Л) _{ЭН}	8,60
0,05-0,1	6,1	Пш _{к.0} Кв _{1,0} Б _{1,0}	7,19	4,8	K _{4,5} Л _{4,0} C _{1,0} G _{1,5} M _{ЭН}	12,03
0,1-0,25	20,5	Пш _{6,0} Кв _{3,0} Б ₂ Л _{ЭН}	8,25	4,5	K _{4,0} Л _{4,0} C _{2,0} Mn ₁ (M + Г) _{ЭН}	84,11
0,25-0,5	19,1	Кв _{8,5} Пш _{3,0} Б ₂	43,33	2,3	Л _{4,0} K _{3,5} C _{2,5} Mn ₁ (M + Г) _{ЭН}	59,91
0,5-1,0	4,6	Кв _{8,5} Пш _{4,0} Б ₂	0,76	1,3	C _{4,0} Л _{3,0} K _{2,5} Mn ₂ (M + Г) _{ЭН}	29,15
1-2	3,4	Кв _{6,0} Пш _{4,0} Б ₁ Л _{ЭН}	0,53	1,9	C _{4,5} K _{4,0} Л _{1,4} Mn ₁ M _{ЭН}	8,74
>2	7,1	Кв _{9,9} G ₁	0,68	4,2	K _{6,0} C _{3,5} Л ₃ Mn ₁ M _{ЭН}	15,10

Таблица 4 (окончание)

Гранулометрическая фракция, мм	Элювий габбро, Салаирский край					
	Профиль 27/73; рН = 7,67; ΔрН = -2,82			Профиль 21/73; рН = 7,77; ΔрН = -2,72		
	<0,001	17,1	K _{1,00}	4,05	7,0	K _{1,00}
0,001-0,01	46,2	K _{1,00}	28,14	45,1	K _{1,00} G _{ЭН}	3,03
0,01-0,05	19,6	K _{1,00} G _{ЭН}	6,74	19,2	K _{9,5} G ₄ (П + Py) _{ЭН}	7,97
0,05-0,1	6,3	K _{9,0} G _{1,0} Mn ₁	1,42	5,2	K _{8,0} (П + Py) _{2,0} G _{ЭН}	3,48
0,1-0,25	7,8	K _{5,5} G _{3,0} Mn _{1,5}	16,72	14,2	K _{6,0} (П + Py) _{3,0} G _{1,0}	2,23
0,25-0,5	1,5	K _{4,0} G _{3,5} Mn _{2,3} Л ₂	1,51	4,5	(П + Py) _{4,0} K _{3,5} G _{1,5} C _{ЭН}	2,12
0,5-1,0	0,5	Не опр.	1,10	1,6	(П + Py) _{4,0} K _{2,0} (Г + С + Ам) _{ЭН}	2,79
1-2	0,4	"	2,04	2,5	(П + Py) _{9,0} K _{1,0} (Г + С + Ам) _{ЭН}	2,35
>2	0,12	"	13,86	0,7	(П + Py) _{9,0} K _{1,0} (С + Р + Г) _{ЭН}	4,97

Примечание. К — каолинит; Г — гидрослюды; Кв — кварц; М — монтмориллонит; Б — биотит; Пш — полевые шпаты; П — плагиоклазы; Py — пироксены; Ам — амфиболы; С — карбонаты; Р — рудные минералы (магнетит, гематит); Сф — сфен; Л — лимониты (гетит, гидрогетит); Mn — окислы и гидроокислы марганца. Число у индекса минерала означает приблизительное его содержание (в %), по Б.Л. Щербову. рН — для водной суспензии элювия; ΔрН — разность между рН водных суспензий и исходной породы.

Таблица 5

Баланс золота в системе материнская—выветрелая порода

Тип профиля выветривания	Исходная порода			Кора выветривания			
	<i>n</i>	\bar{x}	<i>A</i>	<i>n</i>	\bar{x}	<i>A</i>	<i>K</i>
Гидрослюдистый	165	2,9	7,6	291	4,3	9,7	1,3
Каолиновый	87	2,7	7,1	353	4,4	7,8	1,1
Латеритный	9	19,6	38,4	54	4,4	7,1	0,3

Примечание. Значение буквенных индексов см. в примечании к табл. 1.

ного золотого обогащения каолиновых кор выветривания, где оно концентрируется не только в глинистой, но и в алевритовой и более крупных фракциях элювия (табл. 4), с которыми и транспортируется в область аккумуляции. В этом случае золото вместе с кластическим материалом накапливается в верхней стратиграфической части осадочного цикла.

Геологическая позиция и общая геохимическая характеристика опробованных на золото латеритных кор выветривания детально освещены И.И. Кунгурцевым [1972], Н.А. Лисицкой [1973], Р.С. Родимым, Л.Г. Смирновой и Н.А. Лизалек [1978]. При выветривании, достигшем латеритной стадии, золото по профилю распределяется подобно каолиновым профилям. Однако, несмотря на развитие и здесь горизонтов вторичного золотого обогащения, в целом существенно преобладает вынос золота. В общем балансе из латеритных кор выветривания как платформенных, так и геосинклинальных областей вне зависимости от возраста корообразования и состава исходных пород за пределы профиля выносятся более 50% золота (см. табл. 5, $K = 0,3$), что создает предпосылки для формирования обогащенного им хемогенного горизонта в основании осадочной толщи конкретного эрозионного цикла. Совместно с золотом мигрирует кремний, калий, марганец и титан. Некоторое количество золота, концентрирующееся при латеритном выветривании в нижней части профиля, может служить источником его кластогенного накопления в верхах осадочной толщи.

Коры выветривания, формирующиеся на породах с повышенной концентрацией золота (эндогенных ореолах рудных полей), вне зависимости от типа профиля служат важным источником как хемогенного, так и кластогенного золота для осадочных пород, вмещающих его стратиформные месторождения. Хемогенное золото в область аккумуляции поступает в стадию формирования профилей выветривания, кластогенное — при их эрозии. В последнем случае могут возникать не только горизонты с повышенным кларком золота, но и россыли.

Реконструкция палеогеохимических условий корообразования и связанных с ними продуктов осадконакопления позволяет выделять в осадочном разрезе горизонты с повышенным кларком золота и производить их генетическую интерпретацию, а также более целенаправленно проводить поисковые работы и давать региональные прогнозы. Участками первоочередного опробования служат: при латеритном источнике и в полях золоторудных месторождений — основание и верхняя часть осадочной толщи, синхронной по возрасту соответствующей эпохе корообразования; при каолиновом и гидрослюдистом — верхняя часть. Нижние горизонты распространения хемогенного золота более благоприятны для вовлечения в гидротермальный процесс и образования эндогенных месторождений; верхние перспективны на древние золотоносные россыли.

- Кунгурцев И.И.* Нижнеподсопочное проявление латеритных бокситов (протянувшаяся часть р. Подкаменной Тунгуски). — В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск, 1972, с. 61—64 (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 148).
- Лисица Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 229 с.
- Родин Р.С., Смирнова Л.Г., Лизалек Н.А.* Коры выветривания долеритов Нижнеподсопочного проявления бокситов (юго-запад Сибирской платформы). — В кн.: Проблемы алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск, 1978, с. 59—63. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 235).
- Росляков Н.В., Росляков Н.А.* Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 130 с.
- Росляков Н.А., Сухоруков Ф.В., Щербов Б.Л.* и др. Золото в древних корках выветривания каолинового типа. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 46—75.
- Сухоруков Ф.В., Росляков Н.А., Щербов Б.Л.* Минералообразование и поведение бора, бериллия и золота в процессах выветривания силикатных пород. — В кн.: Генетическая и экспериментальная минералогия. Новосибирск: Наука, 1978, с. 100—113.

УДК 552.5:543.8

*А.В. Македонов, И.Б. Волкова, А.Б. Гуревич,
Н.В. Иванов, В.А. Котлуков, А.А. Семериков*

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ТВЕРДЫХ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

Эволюция состава и количества органического вещества (ОВ) и его пластовых концентраций в форме твердых горючих ископаемых — важный аспект общей эволюции осадконакопления в истории Земли. основополагающие закономерности этой эволюции, намеченные работами В.И. Вернадского, Н.М. Страхова и других исследователей, в настоящее время могут быть существенно уточнены и дополнены.

Эволюция происходила по поступательно-циклическому закону в соответствии с общей поступательно-циклической эволюцией осадконакопления и биосферы, с общей направленностью биогеохимического развития Земли в сторону 1) увеличения объема и энергии биосферы; 2) дифференциации состава, форм ОВ и локализации его пластовых накоплений; 3) сокращения продолжительности крупных циклов при сохранении некоторых константных условий и структур элементарных типоморфных циклитов и ассоциаций фаций, по крайней мере с начала фанерозоя. На всех стадиях фанерозоя концентрация твердых горючих ископаемых прямо или косвенно определялась энергией роста растительной биомассы и условиями ее захоронения. Общими предпосылками максимальных концентраций ОВ были: 1) существование устойчивых во времени, более или менее крупных, отчлененных от открытых водоемов бассейнов или участков дна с пониженной гидродинамикой природных вод и парагенетически с ними связанных низменностей; 2) длительные (тысячи лет) фазы низкой энергии берегового и донного рельефа, малого приноса абиогенного вещества или полного его отсутствия в сочетании с фазами значительной энергии накопления растительной биомассы в бассейне или на его побережье; 3) существование фаз стабильности или очень медленного движения береговых линий, стабильности или очень медленно-

го погружения субстрата с последующей быстрой, но без размыва, трансгрессией бассейна, затоплявшей образующийся пласт ОВ.

Все это определило оптимальные типы ландшафтов, благоприятных для накопления ОВ в гумидных и реже семигумидных климатических зонах, с дифференциацией условий образования различных типов твердых ОВ и разных стадий их изменения в ходе общей эволюции осадконакопления. Выделено 10 главных стадий накопления ОВ, из них шесть в докембрии и четыре в фанерозое. Массовое образование ОВ началось не позже 4 млрд. лет назад; концентрации углеродистых осадков — не позже 2,6 млрд. лет назад, образование пластовых тел твердых горючих ископаемых — не позже 1,5 млрд. лет назад (шунгиты и др.), угольных пластов — 0,3 млрд. лет (со среднего девона), массовое углеобразование — 0,28 млрд. лет (с раннего карбона). Стадии максимальной энергии накопления и благоприятных условий захоронения связаны в фанерозое с раннеорогенными стадиями крупных геотектонических циклов, с которыми сопряжены глобальное развитие наземного вулканизма, повышенная генерация CO_2 и развитие благоприятных типов рельефа и тектонического режима.

Стратиграфическое распределение угленосности характеризуется глобальной ритмичностью с региональными и зональными вариациями, ясными стратиграфическими максимумами и минимумами [Волкова и др., 1979]. Наиболее резко выражены максимумы угленосности в поздней перми, раннем и позднем мелу, а также в олигоцене—миоцене. Минимум характерен для раннего триаса. За время от среднего карбона до ранней перми включительно, а также мела, т.е. в течение менее 30% продолжительности всех процессов углеобразования, накопилось почти 60% известных запасов углей. В течение только поздней перми, т.е. за период, составляющий менее 8% от этой общей продолжительности, образовалось 16,7% общих запасов. Эта цифра, вероятно, приумножена. Средние скорости накопления углей также имеют ясные максимумы и минимумы [Вышемирский, 1978]: в поздней перми накопилось (в тыс. т/год) 105,4, в средней юре — 82,4, в раннем мелу — 82,2, в ранней перми — 76, в позднем мелу — 63,2, в среднем карбоне — 53,9, в ранней юре — 41,1, в поздней юре — 37,5, в эоцене — 37,2, в олигоцене — 34,2, позднем карбоне — 32,8, миоцене — 31,2, раннем карбоне — 19,9, плиоцене — 7, триасе — 1,8 и позднем девоне — 0,005. Эпохи максимумов совпадают со средними и частично поздними, но не конечными фазами инверсионных и орогенных стадий крупных геотектонических циклов, и оптимальные условия углеобразования характерны для крупных, ритмически компенсированных прогибов (платформ, краевых прогибов, орогенных котловин), сопряженных с медленным воздыманием областей сноса. Парагенезы концентраций углей связаны с терригенными гумидными формациями, с определенными размерностями и типами циклитов первого и более высоких порядков и наборами типов пород и конкреций в них. Крупнейший пик угленосности в верхней перми связан с не повторявшимся более в истории Земли сочетанием высокой энергии роста растительной биомассы, повышенного содержания углекислого газа в атмосфере и природных водах, небывалого распространения растительности лесоболотного типа на больших пространствах низменных суш, сопряженных с крупными мелководными водоемами. Пики максимальной угленосности сменяются резко контрастными минимумами (ранний триас, ранний палеоген, поздний неоген), а подготавливаются более постепенным возрастанием угленосности. Благодаря этому общая структура крупных ритмов угленосности имеет дисимметричное строение и, кроме того, осложнена наложением ритмичности разных поряд-

ков друг на друга. Расстояние между пиками углеобразования в ходе истории Земли заметно уменьшается, и чередование их связано с крупными климатическими ритмами (циклами), эпохами преобладающего накопления терригенных сероцветных формаций. В эпохи, разделяющие максимумы углеобразования, накапливались преимущественно карбонатные и пестроцветные формации. Максимальное образование спекающихся углей связано с краевыми прогибами верхнего палеозоя и (меньше) мезозоя. Образование мощных и сверхмощных (более 50 м) пластов связано с переходными зонами от краевых прогибов к платформам, и в еще большей мере с орогенными и просадочными (на соляных куполах) котловинами в платформах и областях завершившейся складчатости в мезозое и кайнозое, где мощность пластов углей достигает 100 м и более. Наблюдается также общая тенденция к увеличению роли внутриконтинентальных фаций, но все максимумы углеобразования в течение всей геологической истории связаны с параличскими и субпараличскими ландшафтами. В мезозое сосредоточено более 50% мировых запасов углей с постепенным нарастанием темпов углеобразования от минимальных в среднем триасе до максимальных в раннемеловое время.

Характерно изменение состава растительности в мезозой—кайнозое — исходного материала углей. Она почти полностью выходит на сушу, но занимает участки обширных прибрежных низменностей, почти изолированных от моря лагун и внутренних крупных пресных или слабо солоноватоводных бассейнов с эндемичной фауной. В составе флоры преобладают саговниковые (цикадовые), хвойные и гинкговые растения, появляются беннетиты. Болота формируются в предгорных прогибах, на границе вторичных геосинклинальных областей и платформ.

Угольное вещество характеризуется высокой степенью разложения, угли представлены исключительно ультракларенами и кларенами. Размеры болот по сравнению с палеозойским временем ограничены при сохранении и увеличении мощностей торфогенных слоев. Усиливается роль аллохтонного приноса растительного вещества в болота. Содержание серы в углях ниже, чем в палеозойских.

Эпохи интенсивного угленакопления с усилением геократического режима и осушением болот сменяются эпохами интенсивного рудообразования (сидериты и каолиниты верхнего триаса, верхней юры и нижнего мела), а также активизацией вулканических процессов. Последние приобретают платформенный характер и сопровождаются проявлениями основного магматизма.

С неогена намечается некоторая обратная тенденция увеличения роли приморских ландшафтов. В современную эпоху резко преобладает внутриконтинентальное торфонакопление; но образование торфяников, которые могут превратиться в угольные пласты, приурочено главным образом к приморским равнинам. Эволюция состава растительного вещества в ходе истории угленакопления проявлялась в деталях изменения вещественного состава, но сравнительно мало влияла на морфологию и другие основные свойства угольных пластов, за исключением, может быть, голоцена.

Распределение во времени концентраций сапропелевого вещества и горючих сланцев частично совпадает с распределением угольных пластов, но возникло значительно раньше, и распространение его существенно отличается в деталях по сравнению с ОВ гумусового ряда. В отличие от углей образование горючих сланцев связано и с гумидным и с семигумидным климатом. Оптимальные условия их накопления существовали в периоды тектонической стабилизации и крупных медленных трансгрессий, с несколько более поздними или (чаще) более ранними стадиями инвер-

сий тектонических циклов, чем углеобразующие стадии. Современное сапропелеобразование приурочено главным образом к малым озерам гумидной зоны платформ умеренного пояса, меньше к опресненным лагунам и некоторым котловинным морям гумидных и семигумидных зон.

В фанерозое, по данным официальной сводки ООН (1967 г.), запасы горючих сланцев мира с содержанием ОВ от 10 до 65% составляют 135 трлн. т (без Аляски). Выделяется два стратиграфических максимума сланцenaкопления — в перми и палеогене; причем скорость накопления керогена в перми — порядка 40 тыс. т в год, для палеогена — 60 тыс. т в год; в кембрии, нижнем карбоне и юре на порядок ниже.

Д. Дункан и В. Свенсон [1970] подсчитали, что при содержании от 2 до 10% жидкой нефтеобразной смолы, выделяющейся из керогена при нагревании до $t = 550^{\circ}\text{C}$, горючие сланцы мира могут дать 47,6 трлн. т заменителя нефти, а при наличии в сланцах от 10 до 40% смолы суммарные запасы ее составляют 2,5 трлн. т, что отвечает примерно 5 трлн. т ОВ.

На территории СССР максимальные запасы смолы (керогена) установлены в кембрийских сланцах Восточной Сибири, в ордовикских Прибалтики и в юрских Волжско-Печорской провинции. В противоположность Южной и Северной Америке пермский и палеогеновый периоды на территории СССР не оставили больших концентраций керогена в горючих сланцах.

На интересную особенность голоцена на севере СССР указал А.Я. Рубинштейн [1979], который вычислил, что скорость накопления сапропеля в эту эпоху составила 14 тыс. т/г в пересчете на сухую массу.

С максимумами концентраций твердого ОВ коррелируются максимумы концентрации железных руд, но несколько опережают или отстают по времени (не более чем на эпоху). Главный максимум концентрации руд марганца в олигоцене несколько предшествует и частично синхронен с третьим максимумом углеобразования; другие — меньшие максимумы образования руд марганца (в нижнем кембрии, среднем-верхнем девоне, нижнем карбоне, нижней перми и мелу) — несколько опережают максимумы концентраций твердого ОВ; интенсивность бокситообразования более или менее одновременна с максимумами экзогенного железообразования или несколько опережает их, но связана с более континентальными и еще более тектонически стабильными фациями.

Наблюдаются ясные корреляции общих концентраций ОВ и большинства других экзогенных руд, в частности фосфора и некоторых цветных металлов, но образованных в других климатических и геоморфологических обстановках и с некоторыми разрывами во времени (до эпохи) между максимумами концентраций пластного ОВ и этих руд. Установлена также общая направленность эволюции концентраций всех полезных ископаемых от геосинклинальных областей к орогенным и платформенным, от морских обстановок к лагунным и внутриконтинентальным.

ЛИТЕРАТУРА

- Волкова И.Б., Ляло А.В., Македонов А.В. Закономерности изменения во времени количества и состава ископаемого органического вещества. — В кн.: Палеонтология и эволюция биосферы: Тез. докл. 25-й сес. Всесоюз. Палеонтол. о-ва. Л., Наука, 1979, с. 9—10.
- Вышемирский В.С. Стратиграфическое размещение горючих ископаемых. — Геология и геофизика, 1978, № 6, с. 3—9.

Дункан Д.К., Свенсон В.Е. Геология и запасы горючих сланцев США. — В кн.: Докл. на симпозиум ООН по разведке и использованию запасов горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1970, с. 35—41.

Рубинштейн А.Я. Современные осадки озер как источник образования горючих полезных ископаемых. — В кн.: История озер СССР в кайнозое. Иркутск 1979, ч. 1, с. 6—9.

Т.Д. Джумалиев, У.А. Асаналиев, И.Д. Турдукеев

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА И СТРАТИФОРМНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В РИФЕЙ-ФАНОРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Рифей-фанерозойские литологические формации советского Тянь-Шаня вмещают такие известные объекты стратиформных рудных и нерудных полезных ископаемых, как Каратауский фосфоритовый бассейн, Таласский олово-полиметаллический пояс, Баласагынская группа медных, Шыргыйская, Ташкоринская, Туюкская, Джыргаланская, Кетьменьская группы полиметаллических, Ачикташская, Чункурчакская, Барскаунская группы серноколчеданных месторождений Северного Тянь-Шаня, Сарыджаз-Чаткало-Каратауский ванадиеносный, Молдо-Тоо-Чаткало-Каратауский полиметаллический пояса, Джетимский железорудный бассейн, Кумторская группа колчеданных и Сумсарская, Калканатинская, Учкулачская, Канская группы полиметаллических месторождений Среднего Тянь-Шаня, Зеравшано-Гиссарский и Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутные пояса, Уланская группа ртутных, Атбашинская, Хандизинская, Чакчарская, Кульдаринская группы колчеданно-полиметаллических и Кугитангская группа полиметаллических месторождений Южного Тянь-Шаня. Все они относятся к сложным геологическим образованиям, в отношении генезиса которых среди исследователей нет единого мнения [Асаналиев и др., 1981], почему нами была предпринята попытка выяснения основных геологических факторов их становления и эволюции во времени и пространстве. При этом авторы исходили из аксиомы, что рудные залежи стратиформных месторождений спорного генезиса могут быть фациально и генетически тесно связаны (в случае синхронности осадко- и рудонакопления) или не связаны (в случае эпигенетичности оруденения) с определенными типами литологических формаций, пород, палеоструктур осадконакопления, из-за чего закономерности образования и эволюции могут быть однозначно решены только путем совокупного анализа-синтеза таких взаимосвязанных геологических факторов становления и эпигенеза формаций и руд, как региональные формационные, локальные седиментационные и постседиментационные.

Региональные формационные факторы эволюции литогенеза и стратиформного рудообразования Тянь-Шаня — совокупное циклическое изменение во времени тектонических, фациально-динамических, климатических, экзогенных и эндогенных петрофондовых и металлогенических условий осадко- и рудонакопления в пределах определенных структурно-формационных зон и систем геосинклинальной области Тянь-Шаня — нами выявлены методами формационного и металлогенического анализов, разработанными Н.С. Шатским, А.Л. Яншиным, Н.П. Херасковым, И.В. Хворовой, П.П. Тимофеевым и другими путем объемного изображения геологических тел в виде карты и вертикальных и латеральных рядов геологических формаций.

По времени заложения рифей-палеозойских геосинклинальных структур и особенностям эволюции осадко- и рудонакопления в них геосинклинальная область Тянь-Шаня подразделяется на несколько структурно-формационных единиц: 1) байкальская Каратау-Таласская миогеосинклинальная зона; 2) каледонская Северо-Тяньшаньская система, состоящая из Каратау-Чаткало-Нарынской миогеосинклинальной зоны

(Средний Тянь-Шань) и целого ряда эвгеосинклинальных зон (Чилик-Кеминской, Карабалтинской, Тескейской, Сонкульской, Сусамырской), разделенных между собой геоантиклинальными зонами и срединными массивами; 3) герцинская система Южного Тянь-Шаня, состоящая из серии миогеосинклинальных, геоантиклинальных и эвгеосинклинальных зон. Повсеместно границами разных структурно-формационных зон служат долгоживущие глубинные разломы. Граница между рифеем и дорифеем проводится условно по поверхности регионального несогласия, отделяющей гранитогнейсовый фундамент от вышележащих слабо метаморфизованных толщ.

В начале рифея Тянь-Шань переживает позднеорогенную стадию тектоно-магматической активизации, которая привела к образованию группы порфировых и порфирово-молассовых формаций. Затем он в условиях гумидного климата вступает в платформенный этап своего развития, когда в Северном Тянь-Шане происходит заложение авлакогенных структур щелевого типа [Шатский, 1964; Милановский, 1970], заполнение их комплексом морских углеродистых терригенно-карбонатных формаций со стратиформными залежами колчеданных, железных, полиметаллических, доломит-магнезитовых руд и местами трахибазальт-базальтовой формацией, отличающейся относительно повышенным содержанием меди, железа, никеля и кобальта. В то же время в межгорных впадинах Среднего Тянь-Шаня накапливались континентальные автохтонные терригенная и тиллитовая формации — продукты разрушения раннерифейских вулканических гор [Джумалиев, 1980].

В среднем рифее в пределах Тянь-Шаня господствует аридный климат. В Каратау-Таласской зоне закладывается миогеосинклинальный прогиб, в котором вплоть до венда накапливались аридные терригенно-карбонатные отложения, снизу вверх образующие такой эволюционный ряд конкретных осадочных формаций: раннегеосинклинальные углеродистая известняково-доломитовая-углеродистая аспидная с проявлениями стратиформных полиметаллических руд и повышенным фоном олова, вольфрама, ванадия, молибдена — позднегеосинклинальные флишоидная — флишевая — средне-верхнерифейская раннеорогенная нижняя терригенно-карбонатная моласса со стратиформными олово-цинково-свинцовыми месторождениями Таласской подзоны — верхнерифейская верхняя пестроцветная моласса с проявлениями медистых псаммито-пелитовых пород. В межгорных впадинах Среднего Тянь-Шаня, вплоть до венда продолжается накопление континентальных автохтонных терригенной и тиллитовой формаций, а Северный Тянь-Шань претерпевает дальнейшую кратонизацию.

К началу венда по всему Тянь-Шаню устанавливается гумидный платформенный режим, происходит заложение разнотипных авлакогенных структур: сводово-вулканических в Среднем Тянь-Шане, щелевых — в Северном Тянь-Шане и по окраине Каратау-Таласской зоны. Эти структуры в разных зонах выполняются несколько отличными друг от друга морскими формациями и полезными ископаемыми. В Среднем Тянь-Шане за счет переотложения рифейских и континентальных терригенных и тиллитовых формаций межгорных впадин и проявления подводного траппового вулканизма образуется своеобразная ассоциация углеродистой карбонатно-терригенно-тиллоидной формации (с залежами магнетит-гематитовых руд Джетымского бассейна), среднего колчедана (Кумторского месторождения) и трахибазальтовой формации (с повышенным фоном целого ряда металлов). Щелевые авлакогенные структуры Северного Тянь-Шаня заполняются углеродистыми терригенно-карбонатными формациями с залежами стратиформных железных, колчеданных, колчеданно-полиметал-

лических (Чункурчакская, Барскаунская группы месторождений и др.), полиметаллических (Туюкская группа), флюоритовых, доломит-магнетитовых руд местами в ассоциации с трахибазальт-базальтовой формацией с повышенным содержанием меди, никеля, кобальта и других элементов. Щелевые авлакогены Каратау-Таласской зоны выполнены углеродистой кремнисто-карбонатной (с проявлениями колчеданных руд и бедной фосфатизацией) и терригенно-телепирокластической формациями.

К концу венда заканчивается платформенный этап развития системы Северного Тянь-Шаня. При этом если Северный Тянь-Шань превращается в равнинную страну, то в Среднем Тянь-Шане сохраняется расчлененный горный рельеф, межгорные впадины заполняются континентальной терригенной и тиллитовой формациями. К этому же времени заканчивается полный геосинклинальный цикл развития Каратау-Таласской зоны, и она причленяется к Муюнкумскому срединному массиву. В Таласской подзоне, где сохранились остатки верхнерифейских гор, фиксируются континентальные терригенная и тиллитовая формации.

В начале кембрия произошла коренная тектоническая перестройка Тянь-Шаня, выразившаяся в заложении Северо-Тяньшаньской геосинклинальной системы, с севера ограниченной Муюнкумским и Заилийским срединными массивами, а юга — северной окраиной Таримской платформы; Каратау-Таласская зона становится краевой частью Муюнкумского срединного массива. Наступает (вплоть до юры) аридный климат.

В нижнем кембрии вдоль северной границы Среднего Тянь-Шаня в унаследованных от рифея—венда мелких синеклизах отлагалась своеобразная раннегеосинклинальная ванадиеносная углеродистая лидито-фтанитовая формация; синхронно с ней в эвгеосинклинальных зонах Северного Тянь-Шаня образовывалась спилито-диабазовая формация с повышенным содержанием фосфора; в это же время в унаследованных от рифея—венда мелких пологих синеклизах Каратауской подзоны отлагались фосфатоносная карбонатно-глауконито-терригенная и углеродистая спонголит-фосфорито-фтанитовая формации, а в межгорных впадинах (тоже унаследованных от рифея—венда) Таласской подзоны — слабо фосфатоносная тиллоидно-терригенная формация. Относительно источника фосфора в спонголит-фосфорит-фтанитовой формации и ванадия и других элементов — в лидит-фтанитовой формации существуют разные гипотезы [Казakov, 1950; Страхов, 1962; Шатский, 1963; Бушинский, 1966; Бродская, Ильинская, 1968; Холодов, 1970]. Анализ тектонических, фациально-динамических и рудогенных факторов образования рассматриваемых формаций показывает, что фосфориты, фтаниты и спонголиты чулактауской свиты Малого Каратау отлагались в унаследованном от рифея—венда мелководном заливе — непосредственном продолжении Сусамыр-Ичкелетауского глубоководного эвгеосинклинального прогиба, выполненного одновозрастными с фосфоритами фосфатоносными основными магматическими породами [Джумалиев и др., 1976]. Эти и другие данные позволяют нам предполагать, что каратауские фосфориты образовались в зоне апвеллинга — зоне поступления насыщенных фосфатным веществом (возможно, за счет фосфатоносных гидротермальных растворов подводных основных вулканитов) глубинных вод (в краевой погруженной части Муюнкумского срединного массива). В то же время, из-за отсутствия глубоководных течений, направленных в сторону Среднего Тянь-Шаня и Таласской подзоны, основные вулканиты эвгеосинклинальных трогов и их гидротермальные растворы поставщиками ванадия и фосфора быть не могли.

С конца нижнего кембрия до начала аренигского яруса в Среднем Тянь-Шане отлагается углеродистая лидито-сланцево-карбонатная, а в Северном

Тянь-Шане — вулканогенно-граувакковая формации, выше сменяющиеся соответственно яшмово-кремнисто-терригенной (с бедными железомарганцевыми рудами) и вулканогенно-осадочной (с проявлениями стратиформных колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд) формации арниг-лландейфского возраста. Все перечисленные формации относятся к раннегеосинклинальным образованиям. Позднегеосинклинальные образования представлены в Среднем Тянь-Шане углеродистой флишоидной, а в Северном Тянь-Шане — вулканогенно-флишоидной (с проявлениями стратиформных колчеданно-полиметаллических руд) формациями нижне-среднекарадокского возраста. С конца нижнего кембрия до нижнего карадока в Каратау-Таласской зоне формируется своеобразная известняково-доломитовая формация, характерная для срединного массива.

В верхнем ордовике Северо-Тяньшаньская геосинклинальная система переживает раннеорогенную стадию своего развития. В Среднем Тянь-Шане формируется нижняя карбонатно-терригенная моласса, а в Северном Тянь-Шане — вулканогенно-молассовая формация, по латерали расчленяющаяся на липарит-андезит-дацитовую (со стратиформными полиметаллическими месторождениями Шыргыйской группы) и терригенную нижнемолассовую (с проявлениями медистых псаммитопелитовых пород) градации.

В начале силура произошла очередная коренная тектоническая перестройка Тянь-Шаня: заложилась Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система, состоящая из серии эвгеосинклинальных, геоантиклинальных и миогеосинклинальных зон; Северо-Тяньшаньская система вступила в платформенный этап своего развития, а Каратау-Таласская зона продолжала оставаться срединным массивом.

В разнотипных структурно-формационных зонах Южного Тянь-Шаня эволюция литогенеза и стратиформного рудообразования в общих чертах происходила следующим образом.

В нижнем—верхнем силуре в эвгеосинклинальных прогибах образовывалась аспидно-вулканогенная формация, по латерали расчленяющаяся на спилито-диабазовую и углеродистую вулканогенно-аспидную (с повышенным фоном и рудопроявлениями вольфрама, сурьмы, ртути, серного колчедана) градации, а миогеосинклинальные прогибы выполнены углеродистой аспидной формацией с повышенным фоном и рудопроявлениями тех же элементов. С верхнего силура вплоть до визейского времени в сводовых частях геосинклинальных поднятий шло образование рифогенной карбонатной формации в сторону эв- и миогеосинклинальных прогибов, фациально замещающейся углеродистой известняково-доломитовой формацией, вмещающей стратиформные ртутные, сурьмяно-ртутные залежи Уланской группы, Зеравшано-Гиссарского и Туркестано-Алайского поясов [Турдукуев, 1970] и свинцово-цинковые месторождения Молдо-Тоо-Чаткало-Каратауского пояса.

Начиная с девона вплоть до вize в эвгеосинклинальных прогибах накапливалась вулканогенно-осадочная формация, по латерали расчленяющаяся на углеродистую вулканогенно-терригенную (со стратиформными залежами медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд Атбашинской и Кульдаринской групп), углеродистую карбонатно-кремнистую кератофир-спилит-диабазовую (с проявлениями ртутной минерализации), яшмовую и кремнисто-сланцевую градации, а миогеосинклинальные прогибы заполнялись карбонатно-терригенной (карбонатно-граувакковой) формацией, по латерали расчленяющейся на терригенно-карбонатную (со стратиформными залежами барит-свинцовых руд) и граувакковую (с проявлениями стратиформных медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд) градации. Все перечисленные формации силур—турнейского

возраста относятся к образованиям раннегеосинклинальной стадии развития Южного Тянь-Шаня.

В визейском веке Южный Тянь-Шань переживал позднегеосинклинальную стадию своего развития, когда во вновь образованных геосинклинальных прогибах формировалась своеобразная углеродистая кульмовая формация [Асаналиев, 1974] с повышенным фоном благородных элементов и фосфора, а на геоантиклинальных поднятиях образовалась рифогенная карбонатная формация со стратиформными залежами полиметаллов.

С серпуховского по московский век Южный Тянь-Шань испытывал раннеорогенную стадию своего развития. В серпуховском и первой половине башкирского веков в эвгеосинклинальных зонах образовывалась нижняя вулканогенно-моlassesовая формация, а в миогеосинклинальных зонах — слабоуглеродистая терригенно-карбонатная нижняя моласса. С позднебашкирского века до позднемосковского века отлагалась верхняя терригенная моласса.

В девоне—перми в Тянь-Шане наряду с вышеуказанными геосинклинальными формациями Южного Тянь-Шаня получили широкое развитие своеобразные позднеорогенные (дейтероорогенные) формации и полезные ископаемые, отличающиеся следующими эволюционными особенностями: 1) континентальные порфиновые, прибрежно-морские молассово-порфиновые и прибрежно-морские молассовые формации; 2) в Кураминской и Гиссарской подзонах позднеорогенные формации имеют площадное распространение, а в остальной части Тянь-Шаня обычно образуют прерывистые линейные выходы вдоль глубинных разломов, ограничивающих разные структурно-формационные зоны (чаще всего в пограничных полосах срединных массивов и эвгеосинклинальных зон); 3) для порфировой группы формаций характерны жильные полиметаллические и медно-порфиновые руды; по латерали эта группа фациально замещается группой молассово-порфиловых формаций, в которой с конкретными углеродистой известняково-доломитовой и рифогенной карбонатной формациями связаны свинцово-цинковые месторождения Кетменьской, Учкулачской групп [Панкратьев, Михайлова, 1981], а с терригенно-вулканогенными формациями — колчеданно-полиметаллические месторождения Ташкоринский, Хандизинской и Чакчарской групп.

Прибрежно-морская молассовая формация образована за счет продуктов разрушения порфирировых, молассово-порфирировых и других формаций; она расчленяется на нижнюю терригенно-карбонатную и верхнюю эвапорито-терригенную молассы. С терригенной ассоциацией нижней молассы связаны медистые песчаники и сланцы Баласагынской группы, а с карбонатной ассоциацией — стратиформные свинцово-цинковые месторождения Джыраланской, Сумсарской и Калканатинской групп [Джумалиев, Королев, 1971; Асаналиев, 1974]. При этом промышленные залежи полиметаллов фиксируются только в тех случаях, когда данная формация с размывом перекрывает порфирировую или молассово-порфирировую группу формаций или залегает в непосредственной близости от них.

В пределах Среднего и Южного Тянь-Шаня довольно широко распространена своеобразная телепирокластически-молассовая формация верхнекарбонново-пермского возраста, представленная карбонатными и терригенными породами с примесью туфогенного материала, по-видимому, привнесенного из соседних зон при наземном извержении порфирировых лав.

В девоне—перми в краевых частях Каратау-Таласской зоны отлагаются терригенно-карбонатная и меденосная эвапорито-терригенная формации, характерные для срединных массивов.

С конца перми до нижнего антропогена весь Тянь-Шань переживает

платформенный этап развития. Эволюция осадконакопления и стратиформного рудообразования повсеместно осуществлялась фактически по единому плану в континентальной обстановке, но в разнотипных тектонических структурах. Так, в Южном Тянь-Шане бассейнами осадконакопления были унаследованные от палеозоя прогибы и межгорные впадины, а в Северном Тянь-Шане — линейные рифтогенные структуры. Конкретные временные эволюционные ряды комплексов формаций по этим регионам выглядят так. В Южном Тянь-Шане: триасовый аридный терригенный—нижне-среднеюрский лимнический угленосный терригенный—верхнеюрский аридный терригенно-карбонатный со стратиформными залежами полиметаллов (Кугитангская группа и др.) — меловой аридный карбонатно-терригенный с проявлениями медистых песчаников и фосфатных руд — палеоген-нижнеантропогенный эвапорито-карбонатно-терригенный с проявлениями медистых песчаников. В Северном Тянь-Шане: нижне-среднеюрский гумидный рифтовый лимнический угленосный терригенный — палеоген-нижнеантропогенный эвапорито-карбонатно-терригенный с проявлениями стратиформных полиметаллических руд.

В антропогене Тянь-Шань превращается в эпиплатформенное горное сооружение. Межгорные впадины заполняются континентальными отложениями — терригенной молассовой и горной мореной.

Подытоживая краткую характеристику эволюции литогенеза и стратиформного рудообразования Тянь-Шаня в рифее—фанерозое, можно заключить, что она связана с двумя мегациклами осадконакопления: рифей-вендским и фанерозойским. В каждом из них по тектоническим этапам становления выделяется такой эволюционный ряд комплексов формаций: геосинклинальный (собственно геосинклинальный и орогенный) — дейтероорогенный—платформенный—эпиплатформенных горных сооружений. Свообразием отличаются палеозойские формации и полезные ископаемые Кратау-Таласской зоны, образовавшиеся в пределах среднего массива. Сравнительный анализ эволюции осадконакопления между указанными мегациклами показывает, что в становлении формаций и полезных ископаемых геосинклинальных, дейтероорогенных и эпиплатформенных этапов существенных различий нет, если не считать смену докембрийских строматолитовых биогермов биогермами, рифостроителями которых были морские животные, и появление солей в фанерозойских формациях. Зато резко отличаются формации и полезные ископаемые платформенных этапов развития. Так, рифей-вендские формации образованы в морских авлакогенных структурах вулканогенно-грядового и щелевого типов и представлены специфическими гумидными автохтонными углеродистыми карбонатно-терригенно-тиллоидной и терригенно-карбонатной формациями в ассоциации с трахибазальтовой и трахибазальт-базальтовой формациями траппового типа. Терригенные псаммито-алевритовые породы этих формаций имеют аркозовый, полевошпат-кварцевый и кварцевый состав, а среди карбонатов широко распространены доломит и магнезит-доломитовые породы. Данные формации вмещают стратиформные месторождения железных, колчеданных и полиметаллических руд. В отличие от рифей-вендских триас-нижнеантропогенные формации образованы в континентальных рифтогенных структурах и унаследованных прогибах и представлены аридными пестроцветными терригенной, эвапорито-терригенной и реже карбонатно-терригенной формациями местами в ассоциации с континентальной трахибазальтовой формацией траппового типа. Терригенные псаммито-алевритовые составляющие формаций имеют полимиктовый состав и вмещают месторождения солей, проявления медистых песчаников и полиметаллических руд.

Каждый тип структурно-формационных зон геосинклинальной системы Тянь-Шаня обладает своим индивидуальным временным эволюционным рядом рифей-палеозойских формаций и полезных ископаемых, обусловленным миграцией и последовательным изменением региональных формационных и металлогенетических факторов осадко- и рудонакопления во времени и пространстве. Конкретно по зонам вертикальные эволюционные ряды комплексов литологических формаций и видов стратиформных полезных ископаемых выглядят следующим образом.

1) Каратау-Таласская зона: средне-верхнерифейский аридный миогеосинклинальный терригенно-карбонатный с залежами олово-свинцово-цинковых руд – вендский гумидный платформенно-авлакогенный карбонатно-терригенно-телепирокластический с проявлениями колчеданных и фосфатных руд – поздневендский невалный тиллитовый эпиплатформенных горных сооружений – нижнекембрийско-среднеордовикский аридный терригенно-кремнисто-карбонатный срединного массива с желваковыми, пластовыми и ракушняковыми фосфоритами – девон-карбонатный аридный терригенно-карбонатный срединного массива с проявлениями медистых песчаников и сланцев.

2) Северо-Тяньшаньская геосинклинальная система. А – звгеосинклинальная зона Северного Тянь-Шаня: нижнерифейский и вендский гумидные платформенно-авлакогенные углеродистые терригенно-карбонатные, местами в ассоциации с трапповыми вулканитами) с залежами железных, колчеданных и полиметаллических руд – нижнекембрийско-верхнеордовикский аридный звгеосинклинальный осадочно-вулканогенный с залежами медных, колчеданно-полиметаллических руд – девон-пермский дейтероорогенный вулканогенно-молассовый с залежами колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд. Б – миогеосинклинальная зона Среднего Тянь-Шаня: нижнерифейский и вендский гумидные платформенно-авлакогенные карбонатно-терригенный и карбонатно-терригенно-тиллоидный (местами в ассоциации с трапповыми вулканитами) с залежами железных и вольфрамово-колчеданных руд – нижнекембрийско-верхнеордовикский аридный миогеосинклинальный кремнисто-карбонатно-терригенный с залежами ванадиевых и железо-марганцевых руд – девон-среднекарбонный аридный миогеосинклинальный терригенно-карбонатный с ртутно-полиметаллическими рудами – верхнекарбон-пермский аридный дейтероорогенный телепирокластически-молассовый¹.

3) Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система. А – звгеосинклинальные зоны (силур-среднекарбонный аридный звгеосинклинальный вулканогенно-осадочный) с залежами вольфрамовых, колчеданно-полиметаллических, колчеданных и сурьмяно-ртутных руд – верхнекарбон-пермский аридный дейтероорогенный телепирокластически-молассовый, Б – геосинклинальные зоны (верхнесилурийско-среднекарбонный аридные геосинклинальный карбонатный рифогенный) с залежами сурьмяно-ртутных и полиметаллических руд В – миогеосинклинальные зоны (силур-среднекарбонный аридный миогеосинклинальный терригенно-карбонатный) с залежами вольфрамовых, полиметаллических и ртутно-сурьмяных руд – верхнекарбон-пермский аридный дейтероорогенный телепирокластически-молассовый.

Локальные седиментационные факторы эволюции литогенеза и стратиформного рудообразования – совокупное циклически направленное изменение во времени тектонических, фациально-динамических, климати-

¹ Девон-среднекарбонный и верхнекарбон-пермский комплексы относятся к образованиям Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы.

ческих, петрофондовых и металлогенических условий осадко- и рудонакопления в пределах конкретно взятого месторождения — устанавливаются путем детального изучения состава, структурно-текстурных особенностей и строения руд, рудовмещающих и безрудных пород всей рудоносной формации месторождения. Например, стратиформные залежи полиметаллов и ртути в миогеосинклинальных и дейтероорогенных молассовых формациях обладают следующими седиментационными особенностями становления [Турдукеев, 1970; Джумалиев, Королев, 1971; Асаналиев, 1974]. Во-первых, фиксируются они в чисто осадочных породах, при этом в размещении различных типов руд существует четкий формационный, литологический, ритмостратиграфический и палеоструктурный контроль: ртутное (с цинком, свинцом или без них) и ртутно-сурьмяное оруденение связано только с раннегеосинклинальной углеродистой известняково-доломитовой формацией, медное оруденение повсеместно приурочено только к слабоуглеродистым тонкообломочным терригенным породам и частично мергелям начальных элементов ритмов, размещенным в пологих крыльях конседиментационных антиклинальных структур в местах фациального сочленения красноцветных и сероцветных градаций (в петроцветах) карбонатно-терригенных моласс, а цинково-свинцовое и ртутное оруденение повсеместно фиксируется только в слабоуглеродистых известковистых доломитах, глинистых известняках и мергелях срединных элементов ритмов, размещенных в пологих крыльях конседиментационных антиклинальных структур или в палеоложбинах между биогермами. Во-вторых, источником рудного вещества служили продукты коры выветривания и высокоминерализованные вадозные растворы определенных формаций. Геосинклинальные и раннеорогенные месторождения эвгеосинклинальных зон обладают другими локальными седиментационными особенностями становления: фиксируются в осадочно-вулканогенных породах, чаще всего в алевролитах, сланцах и туфах, размещенных в зонах фациального сочленения вулканогенных и осадочных градаций осадочно-вулканогенных формаций; источником рудного вещества служили синхронные с осадконакоплением подводные вулканы и их поствулканические гидротермальные растворы.

В эволюционном ряду литогенеза и стратиформного рудообразования немаловажную роль играют процессы вторичного преобразования пород и руд. В частности, эпигенез пород и руд стратиформных месторождений цветных металлов в осадочных породах выражен в виде неравномерной перекристаллизации, доломитизации карбонатных пород, окварцевания кремнистых конкреций и стяжений. При этом глинисто-рудное вещество выносятся в септариевые трещины, пустоты и новообразованные сутуро-стилолиты, прерывистые прожилки альпийского типа и разнообразные карстовые пустоты, гнезда, выполненные кристаллическим галенитом, сфалеритом, киноварью, баритом, кальцитом, флюоритом, глинистым веществом. Эти эпигенетические трансформации происходят в пределах первичных контуров седиментационно-диагенетических залежей, обычно не выходя за их пределы. Исключение представляют ртутные руды, которые в случае интенсивности эпигенеза значительно перемещаются относительно тех отложений, в которых они сформировались. На характер и интенсивность эпигенеза пород и руд наряду с тектоно-магматическими факторами, физическим состоянием, химико-минералогическим составом и возрастом рудоносных пород важнейшее влияние оказывают литология, физико-химические свойства подстилающих и перекрывающих толщ и состав просачивающихся через них подземных водозных вод. Породы и руды вулканогенно-осадочных формаций, кроме выше пере-

численных эпигенетических преобразований, претерпевают иногда зеленосланцевый метаморфизм и ювенильно-гидротермальные изменения.

Синтезируя вышеописанные основные факторы эволюции лито- и рудогенеза, можно заключить, что стратиформные месторождения Тянь-Шаня относятся к полигенным (экзогенным, эндогенным) и полистадиальным (сингенетически-эпигенетическим) образованиям, неразрывно связанным с эволюцией специфических типов литологических формаций во времени в определенных структурно-формационных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

- Асаналиев У.А.* Литология и рудоносность девонских и нижнекаменноугольных отложений Среднего Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1974.
- Асаналиев У.А., Джумалиев Т.Д., Наркелюн Л.Ф.* и др. Современное состояние и задачи изучения стратиформных месторождений. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых: Тез. докл. Фрунзе, 1981.
- Бродская Н.Г., Ильинская М.Н.* Фосфатонакопление в вулканических областях. — В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 2. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 196).
- Бушинский Г.И.* О происхождении морских фосфоритов. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3.
- Джумалиев Т.Д.* Авлакогенные формации рифея-венда Тянь-Шаня и перспективы их рудоносности. — В кн.: Вопросы рудообразования Тянь-Шаня. Фрунзе, 1980.
- Джумалиев Т.Д., Королев В.Г.* Структурно-фациальные закономерности размещения пластовых свинцовых руд района Джергалан (Тянь-Шань). — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6.
- Джумалиев Т.Д., Королев В.Г., Мексумов Р.А.* Литолого-формационные закономерности образования и размещения фосфоритов каратауского типа. — В кн.: Литология фосфоритосных отложений. М.: Наука, 1976.
- Казакоев А.В.* Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5.
- Милановский Е.Е.* Основные типы рифтовых зон материков. — Вест. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 2.
- Панкратев П.В., Михайлов Ю.В.* Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1981.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3.
- Турдукуев И.Д.* Стратифицированные ртутные месторождения в карбонатных формациях девона Южной Ферганы. — В кн.: Ртуть в осадочных породах Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.
- Хеорова И.В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. М.: Наука, 1963. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).
- Харасков Н.П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967.
- Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 2.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. М.: Наука, 1963. Т. 1.
- Шатский Н.С.* О прогибах донецкого типа. — Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г.* Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 1.

Р.Я. Складов

ЭВОЛЮЦИЯ АЛЮМИНИЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

К настоящему времени в дальневосточной части СССР зарегистрировано 400 месторождений и проявлений алюминиевых руд алунитового, диаспорового, бокситового и аллитового, каолининового, алюмо-железного, корундового, андалузитового, силлиманитового и дистенового, анортозитового, нефелинового и лейцитового типов. Их геохронологическое (в процентах к общему количеству перспективных проявлений и месторождений) и пространственное размещение относительно главнейших тектонических структур региона показано на рис. 1 (см. вкл.) и 2.

К архейским, ниже- и среднепротерозойским образованиям приурочены месторождения и проявления корунда, силлиманита и дистена, редко андалузита (в протерозое), анортозитов. Несмотря на сравнительно большое абсолютное количество проявлений и месторождений вышеперечисленных типов алюминиевых руд, интенсивность рудообразования, выражаемая условно количеством месторождений (в %), приходящихся на единицу времени (1 млн. лет) и относящихся к временным объемам данных геохронологических подразделений, является ничтожной. Это обусловлено колоссальной абсолютной продолжительностью в 2 млрд. лет обзриваемой части архея (начиная с 3,5 млрд. лет), нижнего и среднего протерозоя.

В позднем протерозое (1 млрд. лет) общее количество месторождений сравнительно со средним протерозоем и их видовое разнообразие возрастает (появляются аллиты, каолины, алюможелезные руды), а в раннем кембрии уменьшается. Однако интенсивность рудообразования обратно пропорциональна их абсолютному распределению. Она минимальна в позднем протерозое и максимальна в раннем кембрии.

В позднепротерозойских отложениях Сибирской платформы (Учуро-Майская плита) распространены на сотни километров горизонты слабо-метаморфизованных каолинов (флинтклевов) в ассоциации с алюможелезными (гематит-каолининовыми) рудами. Каолиноносные отложения на контактах с интрузиями превращаются в андалузитоносные породы. Андалузит — минерал, аналогичный по химическому составу дистену и силлиманиту (имеются лишь структурные отличия). По аналогии можно считать, что докембрийские силлиманитовые и дистеновые толщи — продукты метаморфизма первоначально каолиноносных толщ. Несмотря на то что силлиманит-дистеновые толщи на Алданском щите и Становой складчатой области имеют довольно широкое распространение, данные минералы не образуют средних высоких концентраций (редко до 20%), и в целом они могут быть названы высокоглиноземистыми только по наличию высокоглиноземистых минералов. Фактически известно только два мелких месторождения (имеются в виду разведанные) корунда и одно — дистена. В образованиях среднего и позднего кембрия, ордовикского и силурийского периодов какие-либо проявления алюминиевых руд неизвестны. Возможно, что это связано с незначительной распространенностью образований данного возраста на поверхности.

В девонский период формируются проявления аллитов, алюможелезных руд, каолинов. Абсолютные распределения и интенсивность рудообразования совместно возрастают, достигая максимума в среднем дево-

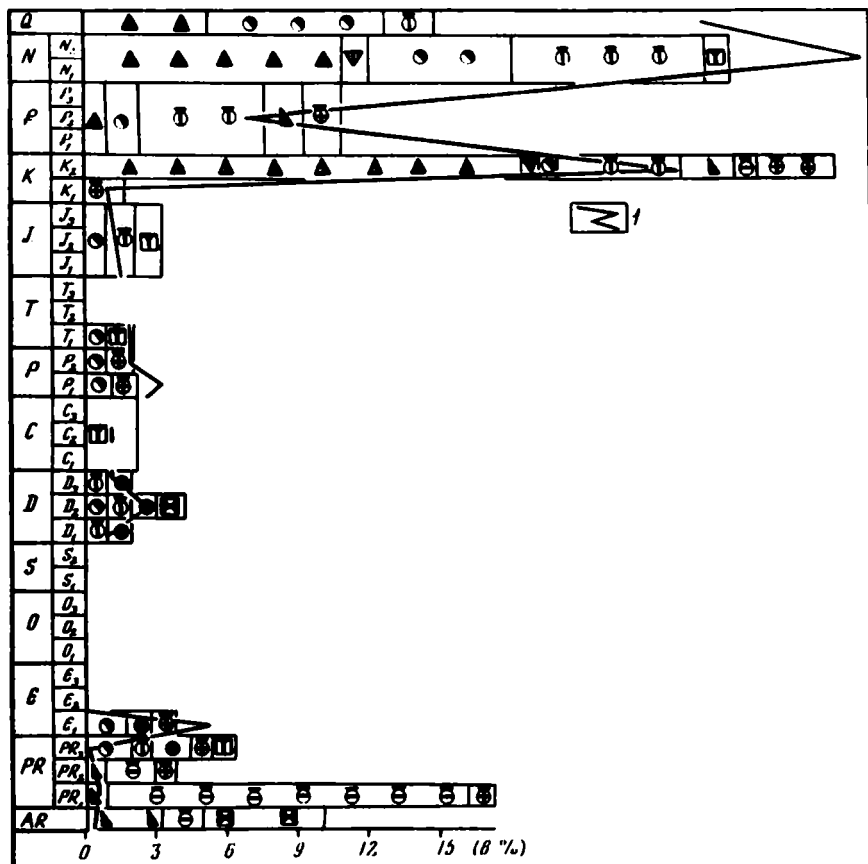


Рис. 2. Схема геохронологического распределения перспективных проявлений и месторождений в дальневосточной части СССР

1 — интенсивность рудообразования (процент количества месторождений, приходящихся на 1 млн. лет); месторождения и проявления алюминиевых руд см. на рис. 1 (знаки 20—28)

не. В целом известные девонские рудопроявления имеют только минералогическое значение.

Каменноугольный период в отношении алюминиевых руд слабо перспективен. Вероятнее всего, это связано с плохой изученностью отложений карбонового возраста, в которых до сих пор неизвестны скопления бокситов и других видов алюминиевого сырья.

В пермский период на рифовых массивах образуются мелкие рудопроявления аллитов. Терригенные пермские каолинитоносные отложения на контактах с интрузиями преобразуются в андалузитоносные породы (иногда с корундом и диаспором).

К раннему триасу приурочены проявления аллитов (на рифовых массивах) и единичные массивы нефелиноносных пород. Средний и поздний триас непродуктивны.

В юрский период формировались, как и ранее, проявления аллитов на рифах, каолиновые и нефелиновые породы.

Меловой период — время образования многочисленных гидротермальных месторождений алунита, диаспора, аллитов и каолинов в корях выветривания, андалузита, корунда, редко силлиманита на контактах с интрузиями осадочных и гидротермальных каолинитоносных образований, содержащих свободный глинозем в виде гиббсита и диаспора.

В палеогене и неогене распространен аналогичный комплекс алюминиевых руд (с минимумом в эоцене и максимумом в неогене). Для этого этапа абсолютные распределения и интенсивность рудообразования совпадают. Из вулканических образований отметим лейцитовые лавы на Северо-Востоке СССР.

В четвертичное время происходило образование месторождений алунитов, каолинов, аллитов гидротермального генезиса в современных вулканических зонах, осадочных (переотложенных гидротермальных) алунитов и аллитов.

Из вышеприведенных данных следует, что в обозримой части истории геологического развития Дальнего Востока интенсивность алюминиевого рудообразования периодически возрастала (в позднем протерозое—раннем кембрии, среднем девоне, перми—раннем триасе, юре, позднем мелу, раннем палеогене и неогене) и уменьшалась (в среднем—верхнем кембрии, ордовике, силуре, карбоне, среднем и верхнем триасе), проявляя в целом тенденцию к возрастанию от древних эпох к более молодым.

Намечается синхронность в образовании экзогенных и гидротермальных типов алюминиевых руд и некоторое их смещение во времени относительно магматического типа.

По-видимому, колоссальные анортозитовые массивы служили источником глинистого материала при выветривании для образования глинистых толщ Алданского щита, преобразованных впоследствии при метаморфизме в силлиманит-дистеновые породы. В докембрии и палеозое отсутствуют гидротермальные алунитоносные кварциты и связанный с ними комплекс глиноземистых минералов. Возможно, что при метаморфизме сера полностью улетучилась и первоначально гидротермальные и осадочные алунитовые, аллитовые, каолинитовые и гидрослюдистые минералы были преобразованы в наблюдаемый ныне комплекс минералов (корунд, силлиманит, дистен, гранаты).

Развитие анортозитов в докембрии не является специфической чертой этого времени. Можно указать на Колокитканский среднепалеозойский массив (250 км²) в зоне Тукурингского разлома (у ж.-д. ст. Уруша), являющийся типовым для стратиморфных анортозитов.

Таким образом, с учетом метаморфических преобразований существенных различий между докембрийским и кембрийским алюминиевым рудообразованием не намечается; различия сводятся в основном к количественным масштабам развития этого процесса. Постепенный переход от метаморфических видов алюминиевых руд к слабометаморфизованным намечается на уровне позднего протерозоя—раннего кембрия. В фанерозое метаморфические типы алюминиевых руд распространены на контактах глиноземистых толщ с интрузиями и в вулканических зонах гидротермального метасоматоза.

В структурно-тектоническом отношении все типы алюминиевых руд тяготеют к стабильным структурам (платформам, срединным массивам, краевым частям прогибов) или к эпохам тектонической стабилизации и началу формирования базальтового плитного комплекса в окраинно-континентальных вулканических поясах.

Совпадение магматических, вулканических и экзогенных эпох алюминиевого рудообразования связывается с влиянием вулканизма на раз-

витие гидротермальных процессов и на химический состав атмосферных вод и, следовательно, на интенсивность выветривания горных пород на территориях, близлежащих к зонам вулканизма. Увеличение запасов алюминиевых руд в геологической истории фанерозоя определяется тем, что в каждую последующую эпоху экзогенные процессы воздействовали на породы, уже претерпевшие выветривание и первоначально в предыдущие эпохи, т.е. энергетические затраты, необходимые для последующих преобразований, с течением времени уменьшались, а интенсивность выветривания, в связи с развитием органического мира и эволюцией гидро- и атмосфер, увеличивалась. По этим причинам фанерозойские алюминиевые проявления в своем распространении большей частью контролируются древними глиноземистыми толщами, что обусловлено ассимиляцией магмой глиноземистых компонентов и развитием глиноземистых кор выветривания на глиноземистых образованиях.

В течение всей экзогенной истории доминировал процесс отделения кремнезема и глинозема, заключавшийся в преобразовании алюмосиликатов алюминия земной коры в гидросиликаты (каолинит), гидросульфаты (алузит), гидроокиси алюминия (гипс, диаспор, бемит) и последующем превращении всех этих минералов при метаморфизме в безводные силикаты (андалузит, силлиманит, дистен) и окислы алюминия (корунд).

553.43/44 (571.56)

*Ю.В. Давыдов, А.Л. Галямов, А.Г. Чиряев,
И.Г. Волкодв, В.М. Мишнин, А.И. Старников*

ЭВОЛЮЦИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ЯКУТИИ

Территория Якутии с ее сложным геологическим строением и разнообразием осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов перспективна для поисков стратиморфных месторождений. Установленные здесь стратиформные месторождения цветных металлов формировались в различные металлогенические эпохи. Подавляющая часть выявленных в настоящее время медных и полиметаллических месторождений и проявлений рассматриваемого типа сосредоточены в отложениях докембрия и палеозоя. В этом временном диапазоне выделяется несколько металлогенических эпох развития полиметаллического и медного оруденения: раннепротерозойская, позднепротерозойская (рифейская), венд-раннекембрийская, среднекембрийская, позднекембрийско-ордовикская и среднепалеозойская (рис. 1).

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха широко проявилась в западной части Алданского щита и в пограничной с Якутией Читинской области, где в пределах наложенного на архейский фундамент раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба залегает мощная (около 10 км) толща меденосных терригенных отложений удоканского комплекса. Медная минерализация распространена по всему разрезу, но весьма неравномерно. В верхней части разреза мощностью около 3 км, представленной прибрежно-морскими и дельтовыми песчаниками (сакуканская свита), выявлены промышленные скопления медных руд.

Непосредственно на территории Якутии отложения верхней части удо-

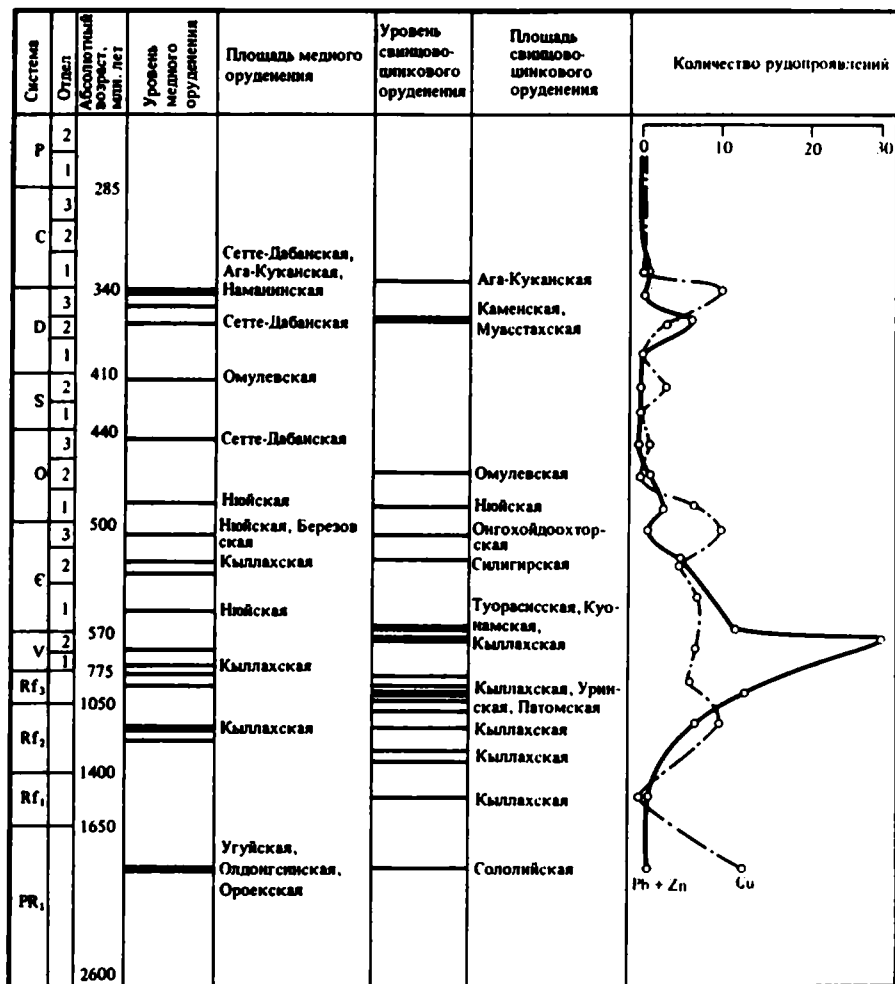


Рис. 1. Геохронологическое распределение металлогенических эпох стратиформного оруденения

Рудоносные уровни: 1 — перспективные, 2 — с невыясненными перспективами

канского комплекса распространены в изолированных Угуйской, Олдонгсинской и Нижне-Ханинской впадинах, геологическое развитие которых происходило в обстановке, сходной с обстановкой формирования Кодаро-Удоканского прогиба. В Угуйской впадине меденосными являются полевошпат-кварцевые песчаники верхнеханинской и нижнекебектинской подбит, относящиеся к красноцветной терригенной формации. Оруденение локализуется главным образом в пластах и линзах светло- и темно-серых песчаников мощностью до 20 м. Почти не изучены медистые песчаники нижнего протерозоя Олдонгсинской и Нижне-Ханинской впадин, имеющие аналогичное строение.

В Восточной Якутии нижнепротерозойское стратиформное оруденение

фиксируется в южной части Приколымского поднятия на пограничной с Магаданской областью Ороёкской площади. Здесь меденосны пестроцветные вулканогенно-осадочные толщи, выделяемые в ороёкскую свиту.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха на территории Якутии проявилась как эпоха существенно медного стратиформного оруденения (см. рис. 1). Месторождения свинца и цинка в отложениях этого возраста не зафиксированы, за исключением одного незначительного по масштабам проявления в пределах Оленёкского поднятия.

С позднепротерозойской (рифейской) металлогенической эпохой связано формирование медных и свинцово-цинковых проявлений Юдомо-Майского и Патомского прогибов. В Юдомо-Майском прогибе они приурочены к мощной (более 6 км) терригенно-карбонатной толще, в пределах которой обнаружены пласты с развитием как медной, так и свинцово-цинковой минерализации.

Меденосными являются несколько стратиграфических уровней в среднем и позднем рифее (см. рис. 1). К ним относятся зеленовато-серые алевролиты и конгломераты бикской свиты, пестроцветные и темно-серые мергели, окремненные известняки и алевролиты мускельской свиты, серые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты уйской серии (кандыкская, далындинская, джоронская и малосахаринская свиты), а также аргиллиты, доломиты и известняки лахандинской подсерии. Медная минерализация встречается в отдельных пластах, прослоях и линзах главным образом в виде рассеянной вкрапленности халькопирита, борнита, халькозина, ковеллина, малахита и редко самородной меди. Меденосные отложения позднепротерозойской металлогенической эпохи относятся к формации медистых песчаников и сланцев.

В Юдомо-Майском прогибе с позднепротерозойской металлогенической эпохой связано формирование нескольких уровней свинцово-цинкового оруденения. Наиболее продуктивны осадочные породы среднего и позднего рифея: темно-серые доломиты и известняки мускельской свиты, серые и светло-серые, часто водорослевые доломиты и известняки лахандинской подсерии (зльдиканская и гренская свиты), а также песчаники и алевролиты уйской серии (кандыкская, далындинская и усть-кирбинская свиты). Единичные проявления свинца и цинка обнаружены также в доломитах димской, светлинской и ципандинской свит. Оруденение представлено вкрапленной, прожилково-вкрапленной и гнездово-вкрапленной минерализацией галенита и сфалерита. Из второстепенных рудных минералов часто встречаются пирит и гематит, из вторичных — церуссит. Мощность минерализованных прослоев и пластов обычно не превышает первых метров.

В Патомском прогибе с позднепротерозойской металлогенической эпохой связано формирование стратиформного полиметаллического оруденения в приграничном с Якутией районе Иркутской области. Рудоносны сеньская и ченчинская свиты среднего и верхнего рифея. В первой из них оруденение концентрируется в серых онколитовых и оолитовых доломитах в виде прожилково-вкрапленной сфалеритовой и галенитовой минерализации. В бассейне р. Джелинды рудная зона прослежена на расстоянии 5 км. В ченчинской свите свинцово-цинковое оруденение отмечено в бассейне р. Чары в развалах окварцованных онколитовых и оолитовых известняков в виде вкрапленности галенита, сфалерита и смитсонита. Оруденение прослежено на расстоянии 500 м.

Внешняя зона Байкало-Патомской складчатой области, в пределах которой обнаружено стратиформное оруденение, выходит на территории ЯАССР в виде сегмента в междуречье Лена—Большой Патом, а также

Уринского антиклинория. Аналогичные структурно-тектонические и формационные условия формирования верхнепротерозойских осадков на указанных площадях позволяют относить их к разряду перспективных, прогнозируемых на поиски полиметаллических месторождений.

Венд-раннекембрийская металлогеническая эпоха, с которой в Якутии связаны свинцово-цинковые месторождения, — наиболее изучена. Особенно отчетливо она проявилась в пределах Юдомо-Майского прогиба, где к настоящему времени в отложениях венда открыто Сарданинское и другие свинцово-цинковые месторождения, а также большое количество проявлений [Стратиформные . . . , 1979]. Продуктивные фации продолжаютя на юг на территорию Хабаровского края, где к настоящему времени также обнаружены рудопроявления свинца и цинка. Оруденение приурочено к верхнесарданинской подсвите юдомской серии, в которой, в свою очередь, наблюдается три регионально выдержанных подуровня минерализации. Они соответствуют трем пачкам верхнесарданинской подсвиты: нижней, сложенной светлыми неяснослоистыми доломитами, средней, состоящей из существенно битуминозных известняков и доломитов, и верхней, представленной серыми и темно-серыми слоистыми известняками и светлыми неяснослоистыми, массивными, часто сахаровидными доломитами. Верхний подуровень минерализации продуктивен на большинстве рудопроявлений и месторождений Юдомо-Майского прогиба. Оруденение локализуется главным образом в массивных сахаровидных доломитах в виде вкрапленной, гнездово-вкрапленной и массивной галенит-сфалеритовой минерализации. Содержание полезного металла изменяется в широких пределах при вариациях Sb/Zn от 1:2 до 1:40. Мощность рудоносных тел также изменчива от долей метра до 40 м. Второй по продуктивности в верхнесарданинской подсвите — нижний подуровень, связанный с карбонатными породами первой пачки, где вкрапленная и прожилково-вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация концентрируется в светлых доломитах. На рудопроявлении Межгорном оруденение прослежено канавами на сотни метров.

Венд-раннекембрийская эпоха стратиформного оруденения особенно широко проявилась в пределах восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, где, по-видимому, существовала благоприятная обстановка для концентрации соединений свинца и цинка в карбонатных породах. Так, в пределах Верхоянской складчатой зоны наряду с Юдомо-Майским прогибом полиметаллические проявления стратиформного типа установлены в отложениях Северо-Верхоянского прогиба на Туора-Сисском выступе. Здесь рудоносны терригенно-доломитовые породы алданского яруса нижнего кембрия мощностью до 30 м. Рудная минерализация существенно сфалеритовая, галенит составляет первые проценты от общего содержания металлов. В пределах Туора-Сисского выступа выявлено несколько рудопроявлений, на одном из которых установленная мощность рудных тел колеблется от 1 до 3,2 м [Натапов, 1981].

Нижнекембрийский уровень стратиформного оруденения известен и на Сибирской платформе, где в бассейне р. Большой Куонамки в нижнекембрийских отложениях восточного крыла Анабарской антеклизы выявлено пять рудопроявлений. Цинковое оруденение, представленное вкрапленностью и маломощными прожилками сфалерита, приурочено к отложениям чабурского горизонта, сложенного доломитистыми известняками.

Кроме того, на северном крыле Алданской антеклизы по левому берегу р. Лены в районе пос. Тит-Ары отмечено нижнекембрийское рудопроявление свинца, приуроченное к известнякам кетеменской толщи. Хотя сведений о содержании металла нет, интересно существование отвалов

старого заброшенного рудника, свидетельствующего о кустарной добыче металла в прошлом.

Как уже отмечалось, венд-раннекембрийская металлогеническая эпоха проявилась на территории Якутии как эпоха интенсивнейшего свинцово-цинкового оруденения.

Сведения о медной минерализации в отложениях этого возраста много скуднее. Наибольшее количество проявлений стратиформного медного оруденения зафиксировано также в Юдомо-Майском прогибе. Медная минерализация здесь отмечается главным образом на двух стратиграфических уровнях — в юдомской серии венда и пестроцветной свите раннего кембрия.

В отложениях юдомской серии оно представляет собой рассеянную вкрапленность халькопирита, малахита, реже борнита и халькозина, в зеленоватых и красноватых мергелях, алевролитах и известняках, являющихся, по-видимому, стратиграфическими аналогами второй пачки нижне-сарданинской подсвиты. Мощность прослоев и пластов, несущих минерализацию, варьирует от 0,2 до 1 м, протяженность прослеживается на десятки метров. На одном из рудопроявлений оруденение прослежено канавами по простиранию на 2,5 км.

На нескольких проявлениях Юдомо-Майского прогиба медное оруденение обнаружено в породах пестроцветной свиты нижнего кембрия, где представлено вкрапленной минерализацией халькопирита и малахита в известняках, доломитах, мергелях и алевролитах при мощности минерализованных слоев до 3,5 м.

В платформенной части юго-западной Якутии медные стратиформные проявления в отложениях нижнекембрийского возраста известны на Пеледуйском поднятии. Прожилковое и прожилково-вкрапленное оруденение в песчано-карбонатных породах представлено в порядке убывания малахитом, азуритом, халькозином, ковеллином. Реже встречаются халькопирит, борнит, пирит, сфалерит и галенит.

Среднекембрийская металлогеническая эпоха относительно слабо проявилась на территории Якутии, но в отложениях этого возраста в равной степени встречаются как свинцово-цинковые, так и медные рудопроявления стратиформного типа. В платформенной части Якутии тонкорассеянная галенитовая минерализация, широко прослеживающаяся по латерали, выявлена в юго-восточной части свода Оленёкского поднятия среди горизонтально залегающих мергелей и глинисто-алевритовых известняков силигирской свиты. Мощность минерализованного слоя варьирует от 0,4 до 4 м. В составе рудных минералов отмечены галенит, пирит и целестин.

На юго-западе Якутии, в пределах другой платформенной структуры — Ангаро-Вилуйского прогиба — меденосны карбонатные породы метегерской свиты. Меденосный пласт мощностью до 1 м имеет прожилковую, вкрапленную и гнездово-вкрапленную минерализацию в виде малахита, халькопирита, ковеллина и пирита.

В Юдомо-Майском прогибе слабо рудоносна среднекембрийская пестроцветная глинисто-карбонатная формация; представленная отложениями чайской и усть-майской свит. Свинцово-цинковое рудопроявление в междуречье Керби—Джюнекян приурочено к прослоям массивных светло-серых известняков усть-майской свиты, залегающих среди тонкослоистых зеленовато-серых известняков. Рудный интервал имеет мощность 3 м. Два медных рудопроявления с небольшими содержаниями металла выявлены среди пестроцветных тонкослоистых мергелей и известняков чайской свиты.

Верхнекембрийско-ордовикская металлогеническая эпоха стратиформного оруденения проявилась в юго-западной части Сибирской платформы. Медистые песчаники верхнего течения р. Лены разрабатывались еще в XVIII в. Они образуют выдержанные прослои, которые встречаются по всему разрезу Верхоленской и усть-кутской свит. Медная минерализация ассоциирует с пестроцветными песчано-глинистыми породами.

Идентичные по возрасту и формационной принадлежности проявления медистых песчаников известны и на территории Юго-Западной Якутии в бассейне среднего течения р. Лены и ее притоков – Пеледуй, Пилка, Нюя, Молбо, Намана и верхнего течения р. Улахан-Ботуобия.

На верхнекембрийском уровне оруденение пластового типа несут пестроцветные терригенно-карбонатные породы верхоленской и илгинской свит. Оруденение в виде вкраплений и натечков малахита и азурита, вкраплений халькопирита, борнита, халькозина, ковеллина и редко самородной меди локализуется в прослоях и пластах пестроцветных песчаников, мергелей и доломитов мощностью 0,2–1,5 м. На отдельных участках оно прослежено на 0,4–2,5 км по простиранию пород. Верхнекембрийский металлогенический уровень на территории Якутии – более продуктивен для рассматриваемой эпохи по сравнению с нижнеордовикским. Большая часть медных проявлений последнего приходится на территорию соседней Иркутской области. В пределах Якутии зафиксировано лишь два проявления в бассейне р. Молбо, где оруденение наблюдается в виде радиально-лучистых агрегатов малахита по плоскостям напластования, и вкраплений медистых минералов в доломитах усть-кутской свиты.

Наряду с медным в течение рассматриваемой металлогенической эпохи на юге Сибирской платформы формировались свинцовые проявления. В юго-западной Якутии известны Джелендинское, Олдонское и Мирнинское проявления свинцовой минерализации в известняках усть-кутской свиты.

Среднепалеозойская металлогеническая эпоханарядус венд-раннекембрийской имела решающее значение в развитии процесса стратиформного оруденения на Востоке и Северо-Востоке Якутии. В результате образовались месторождения меди и полиметаллов в Северном и Южном Верхоянье, на Приколымском и Омулевском поднятиях. При этом если венд-раннекембрийская металлогеническая эпоха проявилась как эпоха свинцово-цинкового оруденения, то среднепалеозойская оказалась эпохой формирования как медной, так и свинцово-цинковой минерализации. Закономерно и то, что процессы медного оруденения повсеместно связаны с вулканогенно-осадочными формациями среднего-верхнего девона и нижнего карбона.

В Южном Верхоянье в северной части Сетте-Дабанского складчатоглыбового поднятия к настоящему времени выявлено несколько участков медного оруденения, в том числе месторождение Курпанджа. Здесь металлоносны пестроцветные песчаники, туфопесчаники, туффиты и туфы сегеняхской, маучанской, переломной и менкюлинской свит верхнего девона и нижнего карбона, а также загадочинской и тихийской свит среднего девона. Нередко оруденение приурочено к приконтактовым частям базальтовых покровов, концентрируясь как в самих базальтах, так и во вмещающих осадочно-пирокластических породах. Рудные тела имеют форму пластов и линз. Структура минерализации чаще всего вкрапленная, реже прожилковая. Рудные минералы представлены халькозином, ковеллином, купритом, малахитом и самородной медью.

В платформенной части Якутии также известно проявление меди в вулканитах средне-верхнедевонского возраста. По данным В.М. Масай-

тиса, оруденение связано с покровами трахибазальтов в пределах Намнинского выступа. Рудная зона, включающая два рудных тела, протягивается на 70 м при ширине около 40 м.

В Северном Верхоянье в Орулганской антиклинории на дневную поверхность выходят породы артыганской и агакуканской свит. Возраст первой из них определяется как верхнедевонско-нижнекарбонный, второй — нижнекарбонный (турне—намюр). Отложения артыганской свиты видимой мощностью 800 м представлены красноцветными известковистыми алевролитами, в верхней половине свиты чередующимися с пластами зеленых и зеленовато-серых песчаников. На различных стратиграфических уровнях свиты встречаются пласти и линзы медистых сланцев малой мощности с содержанием меди до 1,2%. В верхней части разреза установлено несколько коротких (15—35 м) линз песчаников мощностью до 3 м со слабым медным оруденением [Мельников, Израилов, 1975; Наумов, Ушаков, 1968].

В северной части Омудевского антиклинория известны два участка стратиформного оруденения в пестроцветной осадочно-вулканогенной толще силурийского возраста. Медистые отложения располагаются на двух уровнях разреза: а) среди эффузивных пород, где оруденение приурочено к пластам песчаников с покровами трахибазальтов и трахиандезитов, которые прослежены более чем на 2 км; б) в пачке осадочных пород, перекрывающей с внутрiformационным перерывом эффузивно-осадочные образования. По простиранию рудные пласти прослежены более чем на 800—1000 м.

В соседнем с Якутией районе Магаданской области в пределах Омудевского антиклинория находится Урультунское свинцово-цинковое месторождение стратиформного типа. Здесь продуктивны пласти доломитов воляжской свиты среднего девона, которые образуют горизонт мощностью 250 м и протяженностью около 25 м. В нем выделяются несколько рудосных пластов мощностью 0,5—10 м [Трухин, Шликерман, 1977].

Процессы свинцово-цинкового оруденения в среднепалеозойскую эпоху наиболее интенсивно проявились в складчатом обрамлении Колымского массива и связаны с терригенно-карбонатной формацией девона. Участки полиметаллической минерализации стратиформного типа известны в пределах Приколымского и Тас-Хаяхтахского горст-антиклинориев, а также Березовско-Ерпольского горста. В пределах первого выявлено несколько рудопроявлений, приуроченных к серым, темно-серым и черным доломитам ярходонской свиты среднего девона. На участках выделяется до семи пластов, несущих оруденение.

Восточнее на Муостяхском поднятии Березовско-Ерпольского горста полиметаллические проявления этого же стратиграфического уровня содержит туфогенно-осадочная толща тынытынджинской серии. Рудная зона прослежена в длину на 240 м.

В Тас-Хаяхтахском антиклинории также выявлено несколько участков свинцово-цинкового оруденения, генетический тип которого выяснен недостаточно. Оруденение располагается в среднедевонских известняках, в зонах брекчирования вблизи верхнеюрских эффузивов.

В Северном Верхоянье, в пределах Орулганского антиклинория, известно проявление свинца и цинка в нижнем горизонте известняков агакуканской свиты, непосредственно перекрывающей меденосные породы артыганской свиты. Рудный пласт прослежен по простиранию и вквост него на значительное расстояние. Рудные вкрапления содержат, кроме сфалерита и галенита, органическое количество халькопирита [Кутырев, Соколов, 1981].

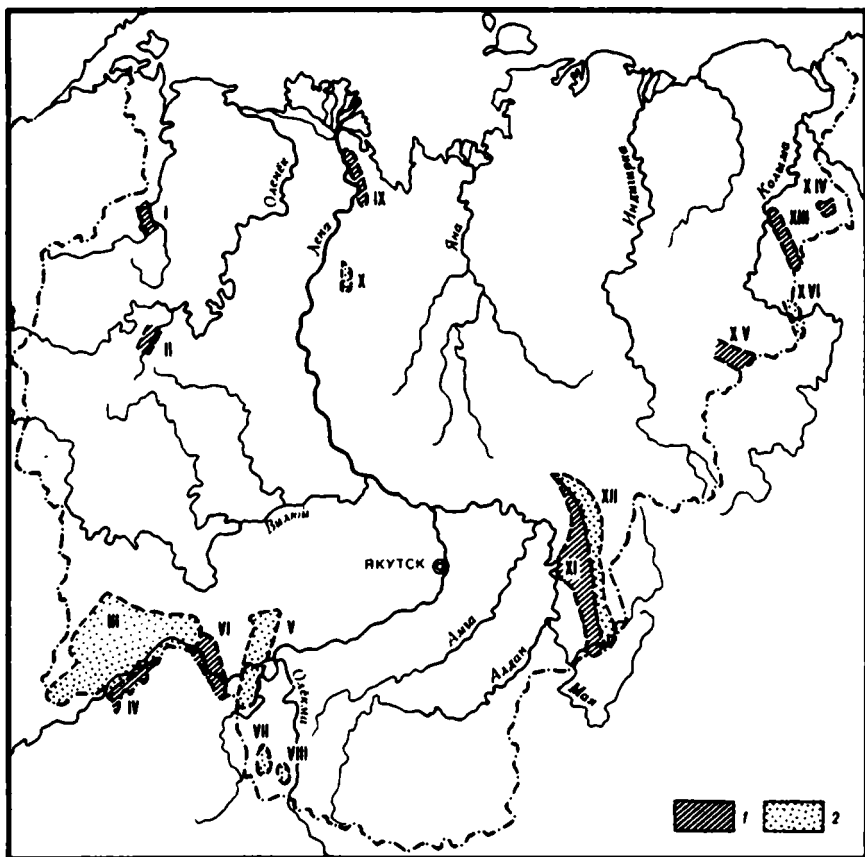


Рис. 2. Схема размещения площадей стратиформного оруденения свинца, цинка и меди на территории Якутской АССР

Площади оруденения: 1 — свинец и цинка, 2 — меди. Цифры на схеме: I — Куонамская, II — Силигирская, III — Ньюская, IV — Патомская, V — Уринская, VI — Березовская, VII — Угуйская, VIII — Олдонгинская, IX — Туорасисская, X — Ага-Куканская, XI — Кыллахская, XII — Сетте-Дабанская, XIII — Каменская, XIV — Муастахская, XV — Омудевская, XVI — Ороекская

Таким образом, на территории Якутии наиболее продуктивны с точки зрения медного оруденения раннепротерозойская позднекембрийско-ордовикская и среднепалеозойская эпохи, для свинцово-цинково-позднепротерозойская и венд-раннекембрийская, среднепалеозойская эпохи.

В тектоническом отношении рассматриваемое оруденение тяготеет к пограничным зонам крупных надпорядковых структур, формируясь во внешних зонах складчатого обрамления Сибирской платформы, обрамления Колымского массива или на окраинах крупных платформенных структур. В восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы — это внешняя зона Верхояно-Колымской системы (Верхоянский антиклинорий), а в южном — внешняя зона Патомской складчатой системы (Патомская зона). В обрамлении Колымского массива эта зона включает Приколымский, Омудевский и Тас-Таяхтахский горст-антиклинорий. На плат-

форме участки стратиформного оруденения тяготеют к ее южной окраине, а также крыльям Анабарской и Алданской антеклиз.

Формационный тип оруденения достаточно однообразен — преобладают свинцово-цинковое оруденение в карбонатных и медное оруденение в терригенных и вулканогенно-осадочных породах.

На основании изложенного на территории Якутии выделяется ряд площадей стратиформного оруденения свинца, цинка и меди (рис. 2). В северной части Сибирской платформы выделяются Куонамская (I) и Силигирская (II) площади с невыясненными перспективами, содержащие ряд бедных полиметаллических проявлений в толщах нижнего и среднего кембрия. На юге платформы оконтурены Нюйская (III), Березовская (VI), Угуйская (VII) и Олдонгсинская (VIII) площади, перспективные на поиски полиметаллов и меди в ранне- и среднепалеозойских отложениях. Кроме того, в южном складчатом обрамлении платформы прогнозируются как перспективные на обнаружение полиметаллического оруденения в верхнепротерозойских отложениях Патомская (IV) и Уринская (V) площади. Основанием для их выделения является рудоносность верхнепротерозойских отложений в приграничных районах Иркутской области, формировавшихся в сходных структурно-тектонических и фациальных условиях внешней зоны Байкало-Патомской складчатой области.

В восточном складчатом обрамлении платформы, в Северном Верхоянье, намечаются Туорасисская (IX) и Ага-Куканская (X) площади, благоприятные для поисков меди и полиметаллов соответственно в образованиях нижнего кембрия и среднего палеозоя. В Южном Верхоянье оконтурены Кыллахская (XI) и Сетте-Дабанская (XII) площади, в пределах которых интенсивно проявлено оруденение рифейского, вандского и среднепалеозойского возрастов. В юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой зоны выделены Каменская (XIII), Муастахская (XIV) и Омудевская (XV) площади, благоприятные для поисков медного и полиметаллического оруденения в отложениях среднего палеозоя, а также Оровская площадь (XVI) медного оруденения позднепротерозойского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Кутырев Э.И., Соболев Л.Е. Формации и фации Курландинского проявления медистых песчаников. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых: Тез. докл. Фрунзе: Илим, 1981.
- Мазаников В.Д., Израилев Л.М. О стратиформном свинцово-цинковом оруденении Верхоянского мегаинклинория. — Геология руд. месторождений, 1975, № 1.
- Натаев Л.М. Стратиформные свинцово-цинковые руды в низовьях Лены. — Геология руд. месторождений, 1981, № 2.
- Неумов А.Н., Ушков В.И. О формации медистых песчаников в Северном Верхоянье. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4.
- Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях ванда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 415).
- Трухин В.А., Шликерман В.И. Стратифицированное проявление свинцово-цинковой минерализации Омудевского поднятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, № 23, кн. 1.

Ж.И. Сергеева, Н.Г. Шубенин

ОБРАЗОВАНИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

В геологической истории осадочной оболочки Земли выделяются несколько возрастных уровней интенсивного накопления алюминия: докембрийский, раннепалеозойский, девонский, каменноугольный, триасовый, юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновый и четвертичный.

Докембрий — преимущественно геосинклинальный период развития осадочной оболочки Земли. Интенсивность докембрийского рудного процесса обусловлена высоким парциальным давлением углекислоты, повышенной кислотностью речных и даже морских вод [Страхов, 1963], проявлением вулканической деятельности, особенно гидротермальной и сольфатарной на обширных площадях. Эти факторы интенсификации рудообразования приводили к ускоренной аргиллизации алюмосиликатных пород, выносу глинозема в растворимой форме, увеличению путей его миграции и осаждению в морских бассейнах на некотором удалении от береговой линии в спокойной обстановке области формирования глинисто-карбонатных илов.

Таким образом, источниками большого количества алюминия в бассейнах седиментации были поверхностный и подземный сток при повышенной кислотности вод, вулканогенный материал и гидротермы ювенильно-вадозного происхождения. Формы миграции — истинные и коллоидные растворы. К месторождениям такого типа можно отнести Алагульское месторождение в Монголии, возраст которого свыше 849 млн. лет [Слукин, 1981]. Здесь рудный пласт представляет собой систему макролинз черных диаспоровых бокситов и корундитов, разделенных хлорито-глинисто-сланцевой породой. Оолитовые структуры не характерны, что, вероятно всего, связано с отсутствием существенного количества терригенных частиц, которые могли бы стать центрами стяжения хемогенного материала. Присутствует тонкораспыленное органическое вещество. Изредка встречаются микробовины. Нередко высокоглиноземистые породы в результате наложенного метаморфизма принимают облик дистен-андалузит-силлиманитовых сланцев, диаспоритов, корундитов (наждаков). Намечается приуроченность этих отложений к аспидным формациям. Примером тому могут служить пласты высокоглиноземистых сланцев в составе кординской свиты (верхний протерозой) Центрального антиклинария Енисейского кряжа, пользующиеся площадным распространением [Сергеева, 1975].

В верхах протерозоя известны Боксонское месторождение и Козыревское проявление бокситов.

Боксонское месторождение имеет переходный возраст от венда к нижнему кембрию. Оно сложено бемит-диаспоровыми бокситами и аллитами вишнево-красного, серо-зеленого и черного цвета с горизонтальной и косой слоистостью, подводно-оползневыми текстурами [Черкасов, Матошин, 1980]. Рудный пласт залегает среди органогенных доломитов. Условия залегания и текстуры однозначно свидетельствуют о рудообразовании в море на глубине 100—150 м (зона фотосинтеза).

Козыревское бокситопоявление в 45 км юго-западнее г. Дивногорска представляет систему линз мощностью 2—4,5 м, залегающих в основании вулканогенно-осадочной пачки с прослоями известняков и доломитов

верхнепротерозойского возраста. Бокситы темно-красные диаспор-бемитовые.

В палеозое впервые начинают обособляться геосинклинальные и платформенные бокситы, так как значительная часть территории Земли консолидировалась. Уменьшалось содержание углекислоты в атмосфере и соответственно кислотность поверхностного стока, появилась наземная растительность в девоне, эволюционизировал животный мир, воды морей стали слабо щелочными. Латеритное выветривание в большей степени становится зависимым от климата, тектоники и рельефа. Хемогенному процессу бокситообразования сопутствует механическое перетолжение продуктов латеритных кор в отрицательные формы рельефа. Пути миграции глинозема постепенно сокращаются из-за ограниченной геохимической подвижности алюминия в условиях слабо кислых речных вод. В целом бокситонакопление в палеозое сдвинуто в область морского мелководья.

Небольшие залежи бокситов имеют место среди известняков нижнего кембрия у г. Спасска на Дальнем Востоке.

Среди ордовикских отложений бокситы известны юго-западнее Целинограда, в Прииртышье и Прибалхашье. Они залегают среди известняков в виде неправильных включений и жил. Состав их диаспор-каолинитовый.

В среднем—верхнем палеозое эпо и глобального бокситообразования следуют одна за другой. Преимущественным распространением пользуются девонские прибрежно-морские бокситы субровского типа: эвгеосинклинальная зона восточного склона Урала общей протяженностью 1200 км от Щучинского синклинария на Полярном Урале до г. Алапаевска на юге, миогеосинклинальная зона западного склона Урала, Салаирский край — Обуховское и Бердско-Майское месторождения, Средний Тиман — Верхневорыквинское, Вежаю-Ворыквинское и Верхнешугорское месторождения. На Среднем Тимане установлены самые древние латеритные покровы [Бушинский, 1975], на которых с размывом залегают перетолженные бокситы бемитового состава. Бокситы субровского типа (состав диаспор-бемитовый) залегают в виде пластов на закарстованной поверхности биоморфных светлых известняков в основании нижнего и верхнего эйфеля и согласно перекрываются темно-серыми битуминозными амфиפורовыми известняками. Источником бокситового материала служили, по-видимому, выветривающиеся алюмосиликатные породы прилегающих поднятий.

В разрезе западной миогеосинклинальной зоны Урала нередко присутствуют ярко выраженные континентальные перерывы; карбонатакопление носит хемогенный характер в условиях заметной аридизации климата, вызывающей появление доломитов. Диаспоровые преимущественно черные бокситы с хлоритоидом или маргаритом залегают в виде макроконкреций и линз между аргиллизированными светлыми известняками и черными углистыми. Алюминий приносился водотоками в бассейн седиментации как с континента, так и гидротермами вдоль зон тектонических нарушений и выпадал в осадок в стадию диагенеза на контакте литологически разнородных толщ при наличии двустороннего кислотно-щелочного геохимического барьера [Сергеева, Шубенин, 1981].

Следующая бокситорудная эпоха — карбон-пермская, отличается развитием лесной растительности на суше, появлением мангровых зарослей. Растительность задерживала влагу в почвах и корах выветривания и способствовала появлению органических кислот, разлагающих алюмосиликатные породы. В карбоне образовались бокситы Русской платформы: латеритные Белгородского, присклоновые Североонежского и долинные Тихвинского районов; полигенные на юге Московской синеклизы, в При-

Меловой		Палеогеновый			Период
Раннемеловая	Позднемеловая	Палеоценовая	Эоценовая	Олигоценовая	Эпоха
					1
					2
					3
					4
					5
					6
					7
					8
					9
					10
					11
					12
					13
					14
					15
					16
					17
					18
					19
					20
					21
					22
					23
					24
					25
					26
					27
					28
					29
					30
					31
					32
					33
					34
					35
					36
					37
					38
					39
					40
					41
					42
					43
					44

Бокситовые

области

районы

(месторождения)

Евразия

-  Д
-  Б
-  В
-  Г
-  Д
-  Е
-  Ж

пятской впадине и на Южном Тимане, в восточной части Таймыра и в пределах Южного Тянь-Шаня. Состав руд смешанный, гиббсит-диаспор-бемитовый.

Пермские бокситы найдены в Северном Вьетнаме [Черкасов, 1978]; они залегают в виде пласта на массивных известняках нижней перми, а перекрываются плитчатыми верхнепермскими известняками (месторождение Тапна-1). Состав бокситов диаспоровый.

В мезозое происходит четкое разделение на платформенные и геосинклинальные бокситы. Первые пользуются преимущественным распространением на территории СССР, вторые приурочены к мезозойским складчатым сооружениям Венгрии, Югославии, Австрии, Франции (см. рисунок).

Триас-юрские геосинклинальные бокситы приурочены к зоне альпийской складчатости. На территории СССР от Карпат до Памира имеются небольшие рудопроявления (Крым, Северный Кавказ, Нахичевань, Центральный Памир) среди карбонатных пород без следов вулканизма, сформировавшиеся при медленном прогибании земной коры. Платформенные залежи бокситов рэт-лейасовой эпохи известны на Урале [Сергеева, Костюк, 1973] и в Средней Азии [Бушинский, 1975]. Они образуют пластовые и линзовидные залежи, имеют характерную светло-серую, местами с буроватым оттенком окраску, обломочно-бобово-оолитовую структуру. Минералогический состав: гиббсит, каолинит, сидерит. Широко проявлены процессы отбеливания, связанные с воздействием на породы органических кислот.

Меловая и палеогеновая эпохи дали много крупных промышленных месторождений бокситов как в современной тропической зоне, так и в Центральной и Южной Европе, США, на юге Русской платформы, в Тургайском прогибе, Центральном Казахстане, Урале, Енисейском крае, Бийско-Барнаульской и Предбайкальской впадинах. Тип месторождений главным образом карстовый. Облик бокситов пестроцветный, структура бобово-оолитовая, разнoзернистая. Широко проявлены как в бокситах, так и во вмещающих породах процессы отбеливания; они связаны с перерывом и формированием коры выветривания на границе позднего мела и палеогена.

К олигоцену на большей части территории Земли бокситообразование постепенно прекращается в связи с заметным похолоданием климата.

На современном этапе эволюции литогенеза происходит формирование

Эволюция бокситообразования Евразии в мел-палеогеновый период

Литология бокситорудных районов (месторождений): а — бокситы и аллиты, б — глины, в — пески, г — конгломераты (гравелиты), д — угли, лигниты и углистые сланцы, е — доломиты, ж — известняки. I—X — бокситорудные области; 1—44 — бокситорудные районы (месторождения). I. Сибирь: 1 — Енисейский край, Верхотуровское месторождение; 2 — Чадобецкое поднятие (Центральное месторождение), 3 — Предбайкальский прогиб (Колсахайское месторождение), 4 — Кузнецкий Алатау (Барзасская группа месторождений), 5 — Юго-Западное Приовстиярье, 6 — Западная Сибирь. II. Тургайский прогиб (7). III. Урал: 8 — Мугайское месторождение, 9 — Алабугское месторождение. IV. Украина: 10 — Южно-Украинский район, 11 — северо-западная часть Донбасса, 12 — юго-западная часть Донбасса, 13 — Смоленский район, 14 — Верховцевский и Кремниугский районы. V. Венгрия: 15 — Шумегсабаш, 16 — Надьятаркани, 17 — Нийрад, 18 — Галимба, 19 — Падрекут, 20 — Айкаколонтар, 21 — Кислэд, 22 — Бакомибал, 23 — Фенефь, Чеснекудур, 24 — Альшопере, Теш, 25 — Исксендьюрди, Гант, 26 — Надмедигаза, 27 — Палишонита, 28 — Неца, 29 — Надьяршани. VI. Австрия: 30 — Бренденбург, 31 — Зальцбург, 32 — Унтерлауза, 33 — Драйштеттен; VII. Южная Италия (34). VIII. Югославия: 35 — Истрия, 36 — Монтенегро, 37 — Проинна, 38 — Гарцеговина, 39 — Обравца. IX. Греция (40). X. Франция: 41 — Канал, 42 — Ла Комбе де Божу, 43 — Дюрбен ля Бушетт, 44 — Пегро

платформенных латеритных покровов в экваториальном поясе и на островных дугах в областях новейших геосинклинальных зон.

Таким образом, в ходе эволюции осадочного процесса Земли намечается ряд вполне определенных уровней бокситонакопления, однако источники алюминия в них несколько различны: коры выветривания, поверхностный и подземный сток и в ряде случаев гидротермы. По мнению авторов, последний источник изучен явно недостаточно, хотя, по-видимому, играл важную роль в формировании высокоглиноземистых пород на раннем этапе развития Земли — в докембрии. Бокситы же традиционного облика известны, начиная с венда. В более древних отложениях их пока не удается обнаружить, возможно, из-за недостаточной изученности разрезов, но скорее из-за неидентичности внешнего облика древних высокоглиноземистых пород и типичных бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1976. 416 с.
- Сергеев Ж.И.* Коры выветривания в юго-восточной части Енисейского кряжа. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975, с. 64–73.
- Сергеев Ж.И., Костюк Б.Ф.* Позднеприсоевая бокситообразная эпоха в районе Приполярного Урала. — Геология и геофизика, 1973, № 10, с. 132–135.
- Сергеев Ж.И., Шубин Н.Г.* Литолого-генетические различия бокситоносных толщ западного и восточного склона Полярного Урала. — В кн.: Коры выветривания и бокситы. Алма-Ата, 1981, с. 168–170.
- Слукин А.Д.* Геология, минералогия и генезис Алагульского месторождения диаспоровых бокситов и корундитов, МНР. — В кн.: Коры выветривания и бокситы. Алма-Ата, 1981, с. 161–162.
- Стрехов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Черкасов Г.Н.* Сравнительная характеристика геологии, вещественного состава бокситов северной части Вьетнама и СУБРа (Урал) и их связь с вулканизмом. Новосибирск, 1978, с. 132–144. (Тр. Западно-Сибирского отд. В.О.; Вып. 7).
- Черкасов Г.Н., Матошин С.В.* Геология вещественный состав и генезис бокситов Боксонского месторождения (Восточный Саян). Новосибирск: Недра, 1980. 94 с.
- Conference on Veuxite geology. — Ann. Inst. geol. publ. Hungary, 1970, 54.

УДК 5633 (23485)

В.В.Зайков, Е.В.Зайкова, В.Г.Кориневский

О ВОЗМОЖНЫХ АНАЛОГАХ ОКЕАНИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ И ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ В СИЛУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Выявление древних аналогов океанических металлоносных осадков и железоманганцевых конкреций среди вулканогенно-осадочных комплексов складчатых областей континентов — важная научная задача. Решение ее, с одной стороны, должно способствовать познанию эволюции осадконакопления и рудообразования, с другой — может иметь прикладное значение. В качестве таких аналогов нами рассматриваются пласты железисто-кремнистых пород и марганцовистые конкреции в силуре Южного Урала. Эти образования изучались авторами в процессе палеоокеанологических исследований последних лет, проводимых совместно с Л.П.Зоненшайном, В.А.Коротеевым, И.О.Мурдмаз, Ю.А.Богдановым и другими исследователями. Вещественный состав конкреций был ранее изучен А.А.Гавриловым [1967, 1972], материалы которого использованы в настоящей работе.

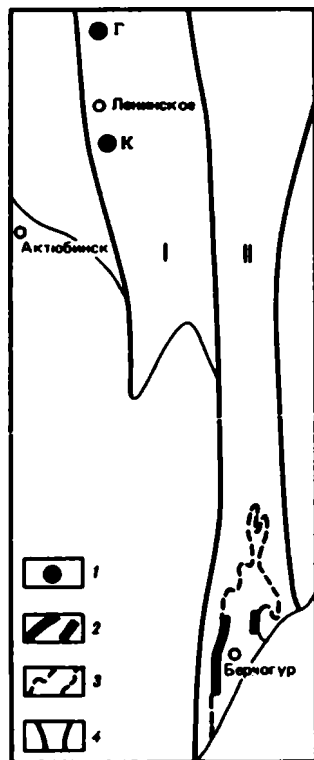
АНАЛОГИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

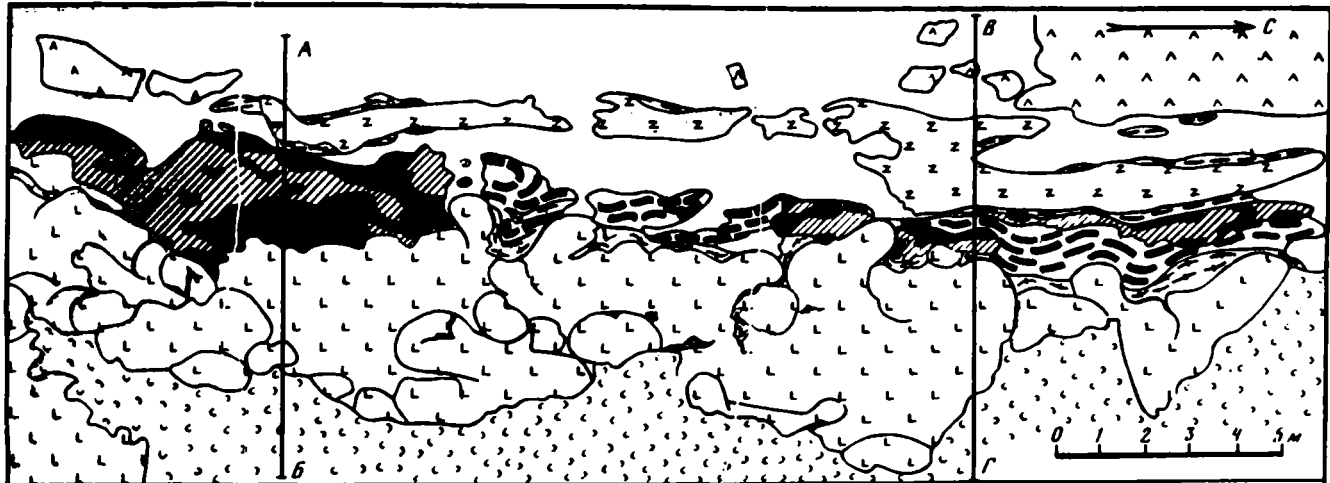
Характеристике металлоносных осадков океанов посвящена обширная литература. Данные образования представляют собой пелагические илы, которым свойственны высокие концентрации железа, марганца и некоторых других элементов в значительной степени эндогенного происхождения. За критерий отнесения отложений к этому классу осадков предложено содержание железа, превышающее 10% в абиогенной части [Богданов и др., 1979; Волков, Штеренберг, 1981], что является аномальным по сравнению с обычными илами. Металлоносные осадки установлены в различных частях Мирового океана и представлены несколькими разновидностями. Исходя из особенностей геологического разреза Южного Урала, мы сравниваем железисто-кремнистые породы этого региона с бескарбонатными железистыми металлоносными осадками, наиболее детально изученными на нижней части склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Последние залегают непосредственно на подушечных толеитовых базальтах и представляют собой полужидкие колломоρφные творожистые осадки темно-бурого цвета с очень высоким (40–70%) содержанием воды, мощность которых достигает первых десятков метров [Богданов и др., 1979].

Сравниваемые с металлоносными осадками железисто-кремнистые породы Южного Урала присутствуют в разрезе силурийских отложений Западно-Мугоджарской зоны (рис. 1), которая сопоставляется С.Н.Ивановым, В.Г.Кориневским и Г.П.Беляниной [1973] с рифтами океанов. Ранее они либо принимались за метасланиты в зонах разломов, либо не выделялись из массы яшм. Эти породы входят в состав куркудукского кремнисто-диабазового комплекса и обнажаются в крыльях Берчогурской синклинали [Геология СССР, 1970]. Куркудукский комплекс мощностью 300–400 м представлен чередованием яшм и кремнистых аргиллитов с силлами диабазов и потоками базальтов. Соотношение осадочных и вулканогенных образований варьирует от 1:10 до 1:2 на различных участках. Подстилающая толща толеитовых базальтов (мугоджарская свита) сложена потоками трубообразной и плитообразной формы с прослоями гиалокластиков. Совместно с пакетами параллельных даек диабазов эта толща сопоставляется со вторым слоем океанической коры [Зонешайн и др., 1981]. Метаморфизм пород соответствует пренит-пумпеллитовой и низам зеленосланцевой фаций.

Рис. 1. Схема размещения железисто-кремнистых пород и железомарганцевых конкреций в структуре Южного Урала (составил В.В. Зайков)

Зоны: I – Сакмарская; II – Западно-Мугоджарская. 1 – участок распространения марганцевистых конкреций (К – Кос-Истекский; Г – Губерлинский); 2 – участки распространения пластов железисто-кремнистых пород; 3 – граница мугоджарского и куркудукского комплексов, потенциально перспективная на выявление ископаемых металлоносных осадков в бортах Берчогурской синклинали; 4 – главные системы разрывных нарушений





B



Г



Железисто-кремнистые породы залегают в низах куркудукского комплекса часто непосредственно на лавах, заполняя неровности вулканического ложа. Их объем и характер распределения в разрезе различны в восточном и в западном крыльях Берчогурской синклинали. В восточном они чаще всего слагают один горизонт мощностью 0,5—1 м, прослеженный с перерывами на расстоянии 5 км. В западном крыле выделяется 100-метровая рудоносная пачка, вмещающая два-три горизонта линзообразных и пластообразных тел суммарной мощностью 5—15 м. Протяженность этих линз — десятки—первые сотни метров, взаимное расположение кулисообразное. Рудоносная пачка прослежена на 30 км. По простиранию линзы железисто-кремнистых пород сменяются яшмами, содержащими слойки и желваки железистого состава.

Строение описываемых тел неоднородно за счет сочетания разностей с однородной, полосчатой, пятнистой, обломковидной и брекчиевой текстурами. Породы имеют различные оттенки красного цвета: красно-бурый, алый, фиолетово-серый, бордовый, оранжево-красный, сургучный. Довольно часто они секутся кварцевыми и эпидот-кварцевыми жилами. Большинство тел железисто-кремнистого состава имеет массивный облик и только при внимательном рассмотрении удается увидеть бугристые поверхности напластования, реликты слоистости, желваки и конкрециевидные обособления. Последние имеют лепешкообразную, чечевицеобразную, веретенообразную и эллипсоидальную форму размером по длинной оси 10—20 см, по короткой — 3—10 см. Они имеют однородное строение, изредка с элементами концентричности и, судя по магнитным свойствам, более высокого содержания железа по сравнению с вмещающими породами. Средняя остаточная намагниченность в желваках и конкрециях 250×10^{-6} CGSM, а в яшмах и массивных железисто-кремнистых образованиях соответственно $17 \cdot 10^{-6}$ и $35 \cdot 10^{-6}$ CGSM (замеры по образцам выполнены Д.М.Печерским, Институт физики Земли).

Соотношение разностей в составе отдельного тела хорошо прослеживается в детально изученном выходе железисто-кремнистых пород в отмытом цоколе террасы р. Шулдак (восточное крыло Берчогурской синклинали) (рис. 2). Горизонт имеет мощность 0,3—0,8 м, залегают непосредственно на лавах, повторяя очертания подушек, но иногда подстилается маломощными (первые сантиметры) слоистыми кремнистыми осадками бурого цвета, обогащенными вулканомиктовым материалом. По простиранию горизонта наблюдается смена преимущественно массивных железисто-кремнистых пород слоистыми, плитчатыми разностями. Породы с массивной текстурой часто имеют бугристые поверхности напластования, которыми пласт разделяется на линзообразные слои мощностью до 20 см. Слои различаются по количеству чешуйчатого гематита, распределенного в виде гнезд, линз, слойков и пленок.

В подошве описанного горизонта, в 2 км севернее, среди подушечных



Рис. 2. Выходы железисто-кремнистых пород на правобережье р. Шулдак (зарисовка Е.В. Зайковой и П.В. Бакланова)

Силур: 1 — толеитовые базальты; 2 — фрагменты подушечного сложения; 3 — гиелокластиты; 4 — кремнистое, часто брекчиевидное выполнение межподушечных пространств и трещин в подушках; 5 — бурые кремнистые осадки с примесью продуктов разрушения базальтов; 6 — кремнистые параллельнослоистые осадки; 7—9 — железисто-кремнистые породы: 7 — массивные, ярко-красные, 8 — с бугристыми поверхностями, покрытыми гематитовыми пленками, с линзочками гематита, 9 — плитчатые темного лилово-красного цвета, с примесью вулканомиктового материала; 10 — диабазы; девонские субвулканические интрузии: 11 — диориты, 12 — диориты альбитизированные с акрапленностью молибдена; 13 — задренованные уюстки

Химический состав железисто-кремнистых пород (металлоносные осадки)

Оксид	Западное крыло Берчогурской синклинали (западнее, юго-западнее ст. Берчогур)						Восточное крыло Берчогурской синклинали (левый борт р. Пшенсай)		
SiO ₂	44,80	83,64	76,06	85,10	78,42	78,12	78,20	80,92	75,88
TiO ₂	0,47	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,06	0,29
Al ₂ O ₃	2,27	"	"	0,37	0,77	0,52	2,28	0,47	4,81
Fe ₂ O ₃	43,73	7,58	12,18	9,59	13,98	12,99	8,79	9,19	11,98
FeO	2,15	6,47	3,23	3,23	5,02	6,82	3,59	4,66	2,15
MnO	0,21	0,06	0,29	0,06	0,12	0,11	0,09	0,06	0,14
MgO	2,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,59
CaO	3,03	0,56	7,99	0,28	0,28	0,28	2,48	1,93	0,56
Na ₂ O	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,10	0,07	0,06
K ₂ O	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,26	0,09	0,05
H ₂ O	0,47	1,09	0,49	0,65	1,13	0,99	1,81	1,06	2,74
CO ₂	0,42	0,24	0,17	0,18	0,09	0,08	2,10	1,12	0,46
Σ	99,80	99,69	100,47	99,51	99,86	99,96	99,80	99,63	99,71
Fe	32,30	10,33	11,03	9,22	13,68	14,39	8,94	10,05	10,05
(Fe + Mn)/Ti	116	> 346	> 375	> 324	> 459	> 482	150	252	60
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	20	> 840	> 760	230	102	150	34	172	16
SiO ₂ - 1,5Al ₂ O ₃	29	84	76	84	76	76	70	79	59

лав мугоджарского комплекса установлены зоны гематито-кремнистых метасоматитов. Они имеют воронкообразную форму "глубиной" 250 м и поперечником 550 м. По составу метасоматиты сходны с гематито-кремнистыми породами, слагающими охарактеризованный выше горизонт, имеют с ним постепенные переходы и, вероятнее всего, фиксируют рудоподводящие каналы.

Микроскопическое изучение железисто-кремнистых пород показало их существенное отличие от яшм и кремнистых аргиллитов, слагающих основную часть куркудукского комплекса. Для них свойственны эффектные сферолитовые, глобулярные, кокардовые микроструктуры, тогда как для яшм характерно однородное криптокристаллическое сложение. Основные компоненты породы — кварц, гидроокислы железа, гематит, соотношения между которыми различны в зависимости от концентрации железа и степени преобразования породы. Наименее метаморфизованные разности сложены кварцем и гидроокислами железа, находящимися обычно в тонком сростании и в виде сферолитов, глобулей или в микрогранобластовой основной ткани. В незначительном количестве присутствуют чешуйки гематита. Породы, претерпевшие перекристаллизацию, имеют гранобластово-сферолитовую кварцевую основную массу с обособленным железистым веществом. Последнее представлено гидроокислами железа и гематитом, образующими "венчики" вокруг сферолитов, кокарды, сгустки неправильной формы и полосы. При малых концентрациях железа фиксируются теньевые сферолиты в гранобластовой массе, различимые только в проходящем свете по желтоватой окраске. Строение породы осложняется вторичными процессами: брекчированием, вторичной гематитизацией и окварцеванием вдоль трещин.

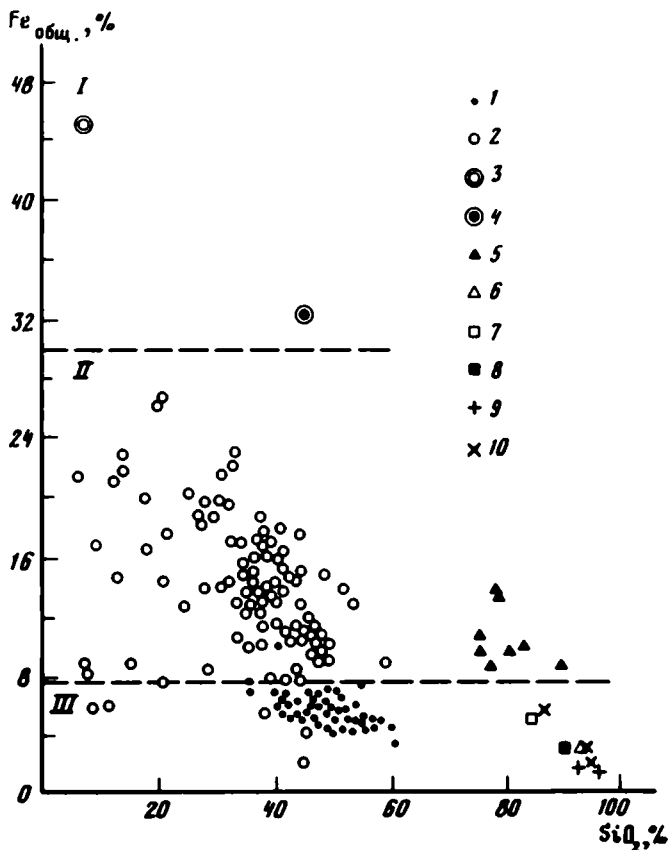


Рис. 3. Соотношение Fe и SiO₂ в современных и ископаемых океанических осадках (составила Е.В. Зайкова)

Поля: I — рудных осадков Красного моря, II — металлоносных осадков Тихого океана, III — пелагических красных глин

Осадки современных океанов: 1 — красные пелагические глины, 2 — металлоносные осадки Тихого океана, 3 — рудные илы Красного моря (средний состав); ископаемые осадки: 4 — кремнисто-гематитовая руда, 5 — гематито-кремнистая порода массивная, 6 — слоистая яшма, 7 — сургучная яшма "бугульгурского горизонта", обогащенная марганцем, 8 — "пестрая" яшма (ксенолит в диабазе), 9 — яшма (Орский район), 10 — яшмы из марганцевых месторождений Армении

1—3 по данным Мигдисова и др. [1979]; 4—6 по данным Зайковой, Берцогурская синклиналь; 7—8 по данным Аринштейна; 9 — по данным Красновой; 10 — по данным Андрущенко, Суслова [1978]

Данные по химическому составу описанных пород суммированы в таблице. Основной рудный компонент — железо с содержанием от 9 до 14%, а в наиболее обогащенных разностях до 32%. Заметим, что фоновая концентрация железа в красноватых яшмах, по данным В.Н.Красновой, М.Б.Аринштейна, Е.В.Зайковой, составляет 1—5%.

Соотношение кремнезема и железа в железисто-кремнистых породах и яшмах иллюстрируется рис. 3, на котором для сравнения вынесены данные по содержанию этих компонентов в осадках Тихого океана и Красного моря [Мигдисов и др., 1979]. На построенной диаграмме выделяется три поля: пелагических красных глин, металлоносных осадков и рудных илов

(с границами по содержанию железа, равному соответственно 8 и 30%). В первое поле попадают силурийские и девонские красноцветные яшмы Урала, во второе — железисто-кремнистые породы с содержанием железа 9—13%, в третье — наиболее обогащенные железом разновидности типа полосчатых и комковатых кремнисто-гематитовых руд. Однако по содержанию никеля, кобальта, меди, цинка (тысячные доли процента) и марганца (десятые доли процента) изученные образования отличаются от бескарбонатных металлоносных осадков Тихого океана, в которых концентрации этих элементов на порядок выше.

Железисто-кремнистым породам свойственны высокие отношения кремнезема к глинозему, суммы железа и марганца к титану. Первый показатель свидетельствует о малой примеси в породе терригенной глинистой составляющей, поскольку для последней это соотношение равно 3,5 [Геология океана..., 1979]. Второй показатель характеризует определяющую роль эндогенных источников рудного вещества. Как установлено Н.М.Страховым [1976], такой источник имеют отложения со значением железо-марганец-титанового модуля более 25.

Заканчивая описание железисто-кремнистых пород, отметим, что они имеют сходство с металлоносными осадками по положению в разрезе (залегают на толще толеитовых базальтов) и концентрации железа. Кроме того, обилие сферолитовых и глобулярных микротекстур, широкое развитие желваковых и конкрециевидных обособлений и бугристой поверхности напластования свидетельствуют об образовании их за счет гелеобразной массы, подобной современным металлоносным илам, которые часто имеют глобулярное сложение. Безусловно, сопоставление вещественного состава отложений силурийского возраста с рыхлыми водонасыщенными осадками затруднено многими обстоятельствами. В частности, при литификации гелеобразной массы происходит обезвоживание и перераспределение микрокомпонентов, а также резкое уменьшение мощности осадка.

АНАЛОГИ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Конкреции известны в различных обстановках: в окраинных и пелагических частях океанов, во внутренних морях и озерах. В соответствии с условиями осадконакопления и эндогенного режима эти образования в перечисленных типах водоемов отличаются по вещественному составу и вмещающим отложениям [Волков, Штеренберг, 1981].

Наша задача — сопоставление конкреций, развитых в Сакмарской зоне Южного Урала, представлявшей собой окраинное море, с продуктами современного седиментогенеза.

Марганцевые конкреции выявлены на Кос-Истекском и Губерлинском участках [Гаврилов, 1967]. В обоих случаях они ассоциируют с горизонтами яшм, являющихся составной частью осадочно-вулканогенного разреза (рис. 4). Рудовмещающая пачка кремнистых отложений залегают в верхах косистекской свиты раннесилурийского возраста (по находкам граптолитов она принадлежит к среднему лландовери) [Кориневский, 1975]. Кроме того, в яшмах рудоносной пачки Б.М.Садрисламов определил остатки радиоларий лландоверийского яруса.

Основной объем косистекской свиты слагают пепловые туффиты бирюзового цвета, чередующиеся с вулканомиктовыми конгломерато-брекчиями, гравелитами, туфогенными аргиллитами с характерной клиновидной и спичечной отдельностью. Присутствуют отдельные прослой красных яшм и песчаников. Конгломератобрекчии образуют пачки мощностью от первых

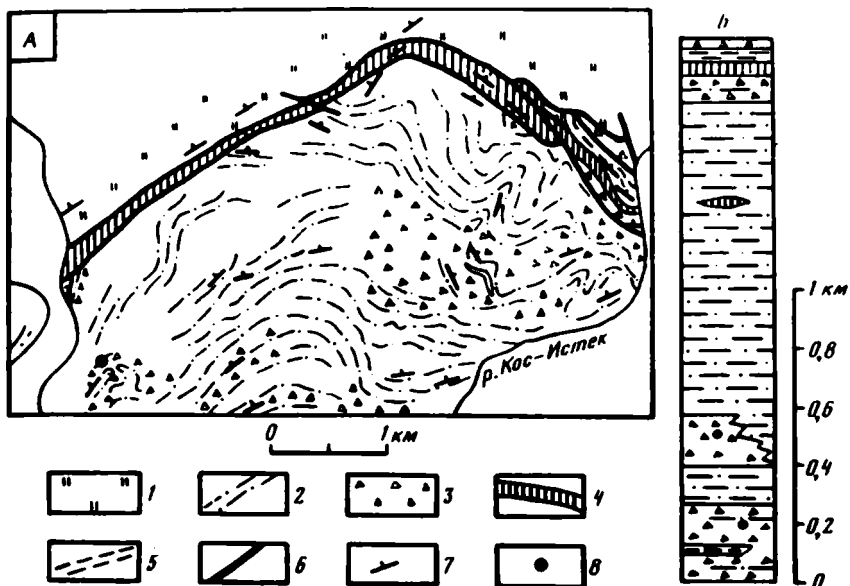


Рис. 4. Геологическая позиция марганцевосных силурийских пород Кос-Истекского участка Сакмарской зоны Урала (составил В.Г. Кориневский)

А — схематическая геологическая карта правобережья р. Кос-Истек; Б — обобщенный разрез косистекской свиты. 1 — кремнисто-фтанитовая толща (сакмарская свита); косистекская свита: 2 — пепловые туффиты, 3 — вулканомиктовые конгломерат-брекчии (микситы), 4 — рудоносная кремнистая пачка, 5 — серые кремнистые породы; 6 — линии разрывных нарушений; 7 — направления падения пород; 8 — места находок ископаемой фауны нижнего силура в косистекской свите

метров до 10–15 м. Обломки пород размером от долей сантиметров до 20–30 см, редко до 1 м, имеют угловатые очертания, нередко обтертые, обколотые ребра и грани. Они располагаются хаотично. Примечательно, что обломки чаще всего состоят из тех пород, которые слагают косистекскую свиту, т.е. из пепловых туффитов, аргиллитов, конгломератобрекчий. Вулканогенный материал также является местным продуктом разрушения вулканических построек. Резко преобладают обломки липаритовых порфиров, реже андезитов и дацитов. Таким образом, источником материала для грубообломочных образований стали вулканогенно-осадочные морские отложения самой косистекской свиты, располагавшиеся в более возвышенных участках морского дна и переносимые к месту захоронения в виде зерновых, турбидидных и суспензионных потоков [Вознесенская, 1975].

Взаимоотношение рудоносной кремнистой пачки с обломочными отложениями долгое время трактовалось как опрокинутое, т.е. яшмы относились к нижней части разреза косистекской свиты. Выполненные В.Г. Кориневским [1975], наблюдения над изменением степени зернистости в пластах осадочных пород (градационная слоистость), отчетливые тектурные признаки кровельных и подошвенных частей пластов (гироглифы, следы размывов) не оставляют сомнения в нормальном, неопрокинутом залегании пород на правобережье р. Кос-Истек. Отложения косистекской свиты деформированы относительно просто с преобладающим падением пластов в северных румбах под углами 20–60°. По контактам рудовмещающей пачки проходят межпластовые срывы, и лишь в обрывах правого борта р. Кос-Истек видны стратиграфические взаимоотношения с вмещающими порода-

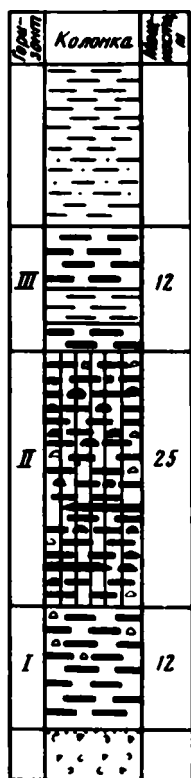


Рис. 5. Разрез рудовмещающей пачки Кос-Истекского участка (составила Е.В. Зайкова)

1 — железомарганцевые конкреции; 2 — линзовидные пропластки; 3 — кремнистые конкреции; 4 — красноцветные кремни (яшмы и яшмоиды); 5 — омарганцевание разной степени интенсивности; 6 — серые кремни; 7 — кремнистые аргиллиты; 8 — разнозернистый песчаник; 9 — мелкообломочная вулканогенно-осадочная брекчия

ми. Подстилают пачку маломощный (до 15 см) прослой разнозернистых песчаников и осадочная брекчия с псефитовой и агломератовой размерностью обломков, среди которых преобладают зеленые кремнистые туффиты, встречаются красные яшмы, алевролиты со спичечной отдельностью. Перекрывающими являются серые кремни и кремнистые аргиллиты и алевролиты с одиночными прослоями брекчий. Рудовмещающая пачка красноцветных яшмоидов, имеющая мощность 20–50 м, прослежена на 5 км от р. Кос-Истек до р. Жаксы-Карагала. В этом направлении сокращается ее мощность и количество конкреций. Разрез пачки составлен по правому берегу р. Кос-Истек (рис. 5), где она делится на три горизонта. Нижний сложен яшмами лиловато-красновато-бурьми, неяснополосчатыми, с пятнами осветления и желтыми охристыми примаз-

ками, редкими дендритами окислов марганца. Присутствуют кремнистые красноцветные конкреции дисковидной и булкообразной формы диаметром 3–15 см с уплощенной подошвой. Средний горизонт мощностью 20–30 м представлен красными яшмами однотонными, слоистыми с железомарганцевой минерализацией в виде конкреций, реже линз и пропластков. Повсеместно гипергенное омарганцевание в виде пленок, дендритов и корок по трещинам. Обычны дискообразные кремнистые конкреции, покрытые часто сверху марганцовистыми корками. Распределение рудных и кремнистых конкреций неодинаково, количество первых — 1–3, а вторых — 3–10 на 1 м² поверхности выходов, причем максимумы развития тех и других не совпадают. Неодинаковы и их преобладающие размеры: для рудных примерно одинаково соотношение конкреций с диаметром 1–10 и 10–20 см, для кремнистых это соотношение близко 3 : 1. Верхний горизонт сложен чередующимися красными и серыми яшмами со следами вторичного окремнения. В яшмах рудовмещающей пачки А.А. Гаврилов обнаружил также единичные круглые фосфатные конкреции с диаметром до 9 см.

Рудные конкреции имеют поперечник от первых сантиметров до 1,5 м при толщине, не превышающей 30 см. Форма их различна: дисковидная, эллипсоидальная, лепешкообразная, веретенообразная, булкообразная, шарообразная. Встречаются отдельные караваеподобные образования диаметром около 0,5 м, в подошве которых имеется овальное углубление, заполненное кремнистым материалом. Очевидно, в данном случае зародышем была кремнистая конкреция, которая с поверхности обростала марганцевой коркой зонального строения. Нижняя зона этой корки представлена слоем мел-

ких гороховидных конкреций мощностью 1–2 см, затем следует слой 0,5–4 см серой пористой породы, выщелоченной, имеющей охристо-кремнистый состав. Внешняя, наиболее мощная зона, сложена плотными черными гидроокислами марганца. Особый вид конкреций представлен грибообразным телом со шляпкой диаметром 30 см и сужающейся книзу ножкой длиной более 20 см, имеющей поперечник 5–10 см. Конкреция покрыта плотной черной коркой, бугристой на шляпке и с продольными бороздками на ножке. Судя по форме, эта конкреция была слепком рудоподводящего канала, заполненного рудной массой, и напоминает “термитники”, обнаруженные в океанах на местах выхода гидротермальных струй.

Кроме одиночных конкреций, в рудовмещающей пачке присутствуют и сростки лепешковидных и дисковидных форм, представленные бугристыми пластинами в поречнике до 1 м и толщиной несколько сантиметров.

Пластовые и линзовидные тела марганцевых руд имеют мощность 3–15 см и разделены слоями яшм мощностью 0,5–1 м. Они сложены, как правило, серой, черной и желтовато-бурой охристой массой, пропитанной гидроокислами марганца. В одной из таких линз установлен прослой микрозернистой фосфатно-кремнистой породы с неравномерно рассеянными в ней округлыми скоплениями окислов марганца диаметром 2–3 мм.

Описываемые рудные образования претерпели интенсивное выветривание, часто имеют кавернозное, ячеистое строение и сложены двумя группами минералов [Гаврилов, 1967].

Первая группа, более ранняя, представлена манганитом, гаусманитом, браунитом и биксбитом, образовавшимися, по-видимому, за счет первоначально отлагавшихся гидроокислов марганца. Гаусманит обычно находится в виде аллотриоморфнозернистых агрегатов в сочетании с манганитом, который представлен скоплениями крупных призматических зерен. Биксбит образует агрегаты мелких кристаллических зерен изометричной формы и вкрапленники короткопризматического облика. Браунит сохранился лишь местами в виде реликтов среди вторичных окислов марганца. В тесной ассоциации с этими минералами находится апатит, присутствующий в виде идиоморфных кристаллов и агрегатов кристаллических зерен среди кремнистого материала.

Во вторую группу входят минералы зоны окисления, представленные рансьеитом (кальциевым псиломеланом), криптомеланом и вернадитом, встречается гидрогетит. Криptomелан развивается по всем минералам первой группы, слагая землистые массы, прожилки, округлые микроконкреционные скопления. Рансьеит образует тонкопластинчатые агрегаты, находящиеся в тесном сростании с гидрогетитом и вернадитом. Последний обычно развит в виде колломорфных и сферолитоподобных образований, а также слагает бурые мягкие землистые скопления.

Содержание марганца в конкрециях 20–40%, железа – 1–3% при среднем отношении этих металлов около 20. Непременная составляющая руд (в %) – кремнезем до 14–40 при содержании глинозема 2–5, окиси магния 0,4–1,3, суммы щелочей 0,7–2,2, окиси кальция 2–3. При повышенном содержании апатита в рудах содержание P_2O_5 достигает 7%, CaO – 12%. Концентрация меди – до 0,1%, никеля и кобальта в конкрециях – сотые и тысячные доли процента. Следует заметить, что зафиксированный состав конкреций лишь приблизительно отражает первоначальные соотношения компонентов. Особенно это относится к железу, соединения которого обычно подвергались выщелачиванию.

Сравним руды Кос-Истекского участка с различными типами конкреций современных водоемов, охарактеризованных в ряде работ [Страхов, 1976; Волков, Штеренберг, 1981; Calvert, Price, 1977; Meulan, 1974; Lange, 1975].

При ассоциации с красноцветными кремнистыми породами, резкому преобладанию в их составе марганца над железом, некоторым особенностям морфологии они более всего сходны с железомарганцевыми конкрециями пелагических частей океанов. Однако имеются и факты, противоречащие этому предположению: существенное отличие в концентрациях цветных металлов и присутствии фосфоритов. Для последних считается более вероятным образование в относительно мелководных условиях [Геология океана..., 1979].

Своеобразны и подстилающие рудоносную пачку вулканомиктовые брекчи с обломками плагиолипаритов, образовавшиеся на склонах вулканов островодужного типа. Совокупность перечисленных данных, а также палеогеографических реконструкций [Хворова и др., 1978] позволяют высказать предположение, что образование рудовмещающей толщи происходило в условиях окраинного моря. Накопление кремнистой пачки осуществлялось после прекращения вулканической деятельности и обвално-оползневых явлений, с niveлировавших подподный рельеф. Формирование рудного слоя шло при крайне незначительном привносе обломочного материала в условиях хорошей аэрации, создававшей окислительную обстановку.

* * *

Приведенный материал показывает, что в составе геологических формаций Уральского складчатого пояса присутствуют образования, сопоставимые с металлоносными осадками и железомарганцевыми конкрециями океанического типа. В связи с актуальностью изучения этих ценных в практическом отношении объектов, важностью познания эволюции осадконакопления и рудообразования очевидна целесообразность дальнейшего исследования ископаемых океанических руд. Решение этой проблемы требует, с одной стороны, выявления новых участков развития рудных конкреций, железисто-кремнистых пород и других типов металлоносных осадков среди вулканогенно-осадочных комплексов. Особое внимание обратим на целесообразность детального изучения по вещественному составу красноцветных яшм и фтанитов, расчленения, казалось бы, однородных толщ, сложенных этими породами. С другой стороны, для более объективного сопоставления современных и ископаемых руд необходимо получение представительного материала для исследования первичного состава последних, что возможно при проведении достаточного объема буровых работ и соответствующей кооперации усилий научных и производственных коллективов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П.Ф., Суслов А.Т.* Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР. — В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. с. 240—248.
- Богданов Ю.А., Григорьев В.М., Мурзев В.И.* и др. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 72—96.
- Вознесенская Т.А.* Литология терригенно-кремнисто-туфовой формации Сакмарской зоны Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 70—83.
- Волков И.И., Штеренберг Л.Е.* Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 4—26.
- Геврилов А.А.* Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Ю.Урала и Сев. Мугоджар. М.: Наука, 1967. 127 с.
- Геврилов А.А.* Экскаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972.

Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.

Геология СССР. Т. 21. Западный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1980. 879 с.

Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Зайков В.В. и др. Опыт изучения океанической коры на Урале. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ, 1981, с. 53—56.

Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Беляни-на Г.П. Реликты рифтовой долины на Урале. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4, с. 939—942.

Кориневский В.Г. Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ, 1975, с. 58—71.

Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Ти-

хого океана. М.: Наука, 1979, с. 122—200.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Хеороев И.В., Вознесенская Т.А., Руженцев С.В. и др. Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978. 232 с.

Galvert S.E., Price N.B. Shallow water, continental margin and lacustrine nodules: Distribution and geochemistry. — In: Marine manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 45—86.

Lange J. Geoschemische untersuchungen an Mn-knollen und unterlagern dem sediment aus dem aquatorialen pazifik. — Forschungaber. Bundesmin. Forsch. und Technol.: Meeresforsch., 1975, N 2, S. 119—129.

Meulan M.A. Field description and classification of manganese nodules. — In: Andrews J.E. et al. Ferromanganese deposits of the ocean floor Hawaii Institute of geophysics: Report HIG-74-9. Honolulu, 1974, p. 158—168.

УДК 553.637.068:553.2

А.А. Озол

ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ ЕГО РУДОТЛОЖЕНИЯ

Находки экзогенных минералов бора известны в отложениях почти всех систем фанерозоя. В морских толщах, накопившихся в кембрии, силуре, девоне, карбоне, триасе, юре и неогене, как и в озерных комплексах каменноугольного возраста, борная минерализация проявлена весьма слабо и обычно представлена боросиликатами, борофосфатами и (или) одним-двумя видами боратов. В морских отложениях, накопившихся в перми, в озерных, сформировавшихся в неогене, а также в палеогеновый и четвертичный периоды, борная минерализация развита более интенсивно и представлена разнообразными по составу боратами (см. таблицу), образующими местами рудные концентрации. Осаждение и накопление борных минералов в течение каждого из названных периодов означает собой определенные этапы в эволюции экзогенного минералообразования бора.

В пермский и неогеновый периоды разнообразие минеральных видов боратов достигли своих максимальных значений, причем характер борной седиментации приобрел в это время качественно новые черты, проявившиеся прежде всего в образовании промышленных месторождений. Поэтому пермский и неогеновый этапы представляют собой своеобразные скачки в истории экзогенного минералообразования бора.

Между масштабами проявления борной минерализации и разнообразием минеральных видов, в составе которых бор присутствует в отложениях, существует прямая зависимость. Эта зависимость проявляется и в отложениях различных регионов, и в отложениях разного возраста. Так, в пермских отложениях Донбасса, где содержание бора не превышает 0,05%, установлены четыре разновидности борных минералов, в Приуралье в тех

Стратиграфическая приуроченность борной минерализации

Возраст боросных отложений	Литолого-минералогический состав отложений	Борные минералы, обнаруженные в морских (I) и озерных (II) отложениях различного возраста	
		I	II
Четвертичный	Глины, известняки, гипсы, каменная соль, трона, сода, глауберит, мирабилит, калийно-магниевые соли, чилийская селитра	Неизвестны	Сирлезит, сассолин, типлит, люнебургит, теруггит, бура, танкалконит, кернит, хунчаковит, улексит, иньонит, колеманит, гидроборцит, курнаковит, индерит, гидрохлорборит
Неогеновый	Глины, мергели, известняки, гипсы, каменная соль, глауберитовая, астраханитовая, темеритовая породы, калийно-магниевые соли (каннит и карналлит)	Люнебургит, сульфоборит, калиборит, (улексит), эриксит, чамберсит	Бакерит, сирлезит, гарралсит, говлит, (сассолин), пиннонит, карборит, каннит, (оборжит), стронциоджениорит, джениорит, амегинит, ривадавит, эристеранит, (ноблент), максаллистерит, таналит, теруггит, закурит, (говерит), витчит, бура, танкалконит, кернит, хунчаковит, улексит, пробертит, пандермит, иньонит, майергофферит, колеманит, индерборит, гидроборцит, курнаковит, индерит, гидрохлорборит, терчит
Палеогеновый	Глины, известняки, доломиты	Не установлены	Сирлезит, ридмержерит, лейкорфанит, гарралсит, говлит, витчит, улексит, пробертит, иньонит, колеманит
Юрский	Доломиты, ангидриты, гипсы	Данбурит, (улексит), (пробертит)	Не установлены
Триасовый	Доломиты, ангидриты, гипсы	Данбурит	"
Пермский	Доломиты, ангидриты, гипсы, каменная и калийно-магниевые соли с прослоями кизерита, полигалита, каннита, лангбейнита	Данбурит, сирлезит, говлит, (сассолин), метаборит, сульфоборит, пиннонит, люнебургит, стронциоборит, стронциоджениорит, джениорит, волковскит, вксит, ситимолит, витчит, шварит, кернит (?), галургит, калиборит, (улексит), (пробертит), (пандермит), (стронциохильгардит, хильгардит, иньонит), (колеманит), (индерборит), гидроборцит, (курнаковит), (индерит), борцит, эриксит, чамберсит, преобразженскит, альджанит, челкерит	"
Каменноугольный	Ангидриты, гипсы, каменная соль	Говлит, (улексит), брейтчит	Не установлены
Девонский	То же	Данбурит, борцит	"
Силурийский	Кремнисто-глинистые сланцы	Люнебургит	"
Кембрийский	Известняки, магнезиты, доломиты, ангидриты, соли	Данбурит, стронциохильгардит, борцит, преобразженскит	"

Примечание. В скобках — борные минералы, образование которых в рассматриваемых отложениях заведомо связано с процессами выветривания.

же отложениях — восемь, на севере ФРГ, ГДР и в Великобритании, где содержание бора на порядок выше по сравнению с Донбассом, но значительно ниже, чем в Северном Прикаспии, — 16 и, наконец, в Северном Прикаспии — 32. В неогеновых отложениях Средиземноморья, Сицилии, Предкарпатья, Туркмении, Каракалпакии и Тянь-Шаня, где содержание бора очень низкое, установлено не более двух—четырёх разновидностей борных минералов, тогда как на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии, где локализованы крупные месторождения бора, — 34. В целом в кембрийских отложениях выявлены 4 разновидности борных минералов, в силурийских — 1, в девонских — 2, в каменноугольных — 3, в пермских — 36, в триасовых — 1, в юрских — 3, в палеогеновых — 10, в неогеновых — 42 и в четвертичных¹ — 16. Картина изменится, но очень незначительно, если исключить из рассмотрения борные минералы, заведомо образовавшиеся в зоне выветривания. Тогда в кембрийских отложениях окажется четыре разновидности борных минералов, в девонских и каменноугольных — по 2, в пермских — 27, в юрских и триасовых — по 1, в палеогеновых — 10, в неогеновых — 38 и в четвертичных по-прежнему — 16. Из приведенных данных следует, что в течение фанерозоя на фоне незначительного изменения характера развития борной минерализации отчетливо выделяются два максимума, проявившиеся в пермский и неогеновый периоды, которые рассматриваются в качестве основных эпох экзогенного рудоотложения бора. Неогеновая эпоха, во время которой накопилось около 1 млрд. т боратов, представляется особенно грандиозной.

В истории фанерозоя четко прослеживаются две ветви минералообразования бора: первая отвечает морским, вторая — озерным условиям осадконакопления. Минералообразование бора в морских условиях, начавшееся в кембрии, несколько ослабло в девоне и карбоне, достигло своего максимального развития в пермский период, затем снова резко уменьшилось и полностью завершилось в неогеновом периоде. Минералообразование бора в озерных условиях, очень слабо проявившееся в карбоне, вспыхнуло в палеогене, достигло своего наибольшего развития в неогеновый период и продолжалось, с затуханием, до настоящего времени. Залежи боратов, образовавшиеся в морских бассейнах, приурочены к галогенным отложениям, представленным в основном калийно-магниевыми солями сульфатной линии. В отличие от них месторождения бора, сформировавшиеся в озерных бассейнах, приурочены к вулканогенно-осадочным — глинистым или карбонатно-глинистым отложениям, в меньшей мере — к континентальным эвапоритам, главным образом содовой группы. В соответствии с этим среди экзогенных месторождений бора традиционно выделяются два основных генетических типа: галогенный и вулканогенно-осадочный. К последнему из них относятся крупнейшие в мире месторождения Крамер, Кыркар-Сарикай и др., и поэтому он наиболее важен в промышленном отношении.

Образование в пермскую эпоху галогенных месторождений бора происходило в тыловых частях крупных солеродных бассейнов, располагавшихся в глубине материка Пангея и отделявшихся от Палео-Тетиса окраинноконтинентальным Евразийским вулканическим поясом. Рудоотложению бора в этих бассейнах, характеризующихся сильно затрудненными связями с открытыми морями, способствовало глубокое испарение морской воды в условиях дополнительного притока боросодержащих растворов, в частности по глубинным разломам. В неогеновую эпоху формирование вулканогенно-осадочных месторождений бора происходило в небольших бессточных или

¹ Среди четвертичных образований, кроме озерных комплексов, рассматриваются осадки термальных источников, грязевых вулканов и заливов внутренних морей.

слабопроточных осолоняющихся бассейнах, располагавшихся в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов. Рудоотложение бора протекало в позднеорогенных межгорных впадинах и депрессиях, часто по окраинам фрагментов древних континентальных кор в результате разгрузки по глубинным разломам бороносных гидротерм.

Развитие галогенного борнорудного процесса происходило на фоне общей эволюции морского галогенеза и во многом определялось объемными соотношениями галогенных пород в солеродных бассейнах, выявленными недавно М.А. Жарковым, Т.М. Жарковой и Г.А. Мерзляковым [1978]. Основная линия в развитии морского галогенеза была связана с сульфатной седиментацией, которая с наибольшей отчетливостью иллюстрирует необратимость изменения вещественного состава соленосных отложений. Сульфатная седиментация зависела как от степени изолированности солеродных бассейнов, регулировавшей обратный отток тяжелых высококонцентрированных рассолов, так и от изменения содержания углекислого газа в палеоатмосфере, сопровождавшегося изменением содержания кальция в морской воде [Жарков и др., 1978]. Прекращение обратного оттока рассолов при одновременном уменьшении содержания кальция в морской воде способствовало формированию сульфатно-магниевого и других ассоциирующих с ними солей сложного состава.

Эволюция галогенного борнорудного процесса также во многом определялась сульфатной седиментацией. Так, из-за широкого рассеяния бора в ангидритах избыточный объем сульфатно-кальциевых пород относительно объема каменной соли препятствовал осаждению боратов из маточных рассолов. Но избыточный (по отношению к объему ангидритов и гипсов) объем каменной соли, обусловленный прекращением обратного оттока рассолов, не только привел к значительному развитию сульфатно-магневых солей, но и способствовал накоплению бора в маточных рассолах и его выделению в осадок преимущественно в составе магневых боратов. Уменьшение содержания углекислого газа в палеоатмосфере, сопровождавшееся возрастанием значения pH среды осадконакопления, благоприятствовало преобразованию слабокислых растворов (рассолов), обычных для конечных стадий соленакопления, в нейтральные или слабощелочные, которые необходимы для садки боратов.

Из сказанного можно сделать вывод, что осаждение боратов, как и формирование сульфатно-магневых и других ассоциирующих с ними солей сложного состава, по-видимому, было следствием одних и тех же явлений. И тесный парагенезис рассматриваемых минералов и пород, наблюдаемый в пермских отложениях, мог быть вызван в конечном итоге одними и теми же причинами: изменением палеогеографической обстановки соленакопления в сочетании с изменением газового состава палеоатмосферы.

Однако далеко не повсеместное присутствие боратов в сульфатно-магневых солях ясно показывает, что интенсивность галогенного минерало- и рудообразования бора зависела не только от сульфатной седиментации, но и от других причин. Одной из них мог быть окраинно-континентальный вулканизм и сопряженная с ним гидротермальная деятельность, выступавшие в качестве поставщика кремнезема и бора. Кремнезем, поступавший в солеродные бассейны с пепловым материалом, при разложении последнего переходил в раствор и в результате взаимодействия с бором, содержащимся в рассолах, давал борокислородные гетерополианионы, требуемые для осаждения боросиликатов. Бор, поступавший в солеродные бассейны с гидротермальными растворами, концентрировался вместе с бором, содержащимся в рассолах, в результате чего его содержания резко возрастали вплоть до величины, требуемой для осаждения боратов. По-

ступление в те или иные участки солеродных бассейнов пеплового материала происходило почти на всем протяжении фанерозоя, тогда как значительное количество гидротермальных растворов имелось лишь в перми. Этим и объясняется частая встречаемость в галогенных отложениях боросиликатов и редкая — высоких концентраций боратов.

Развитие вулканогенно-осадочного борнородного процесса также протекало на фоне общей эволюции аридного литогенеза, но в отличие от галогенного боронакопления определялось главным образом глобальными процессами превращения океанической коры в континентальную, которые сопровождалась активной вулканической и сопряженной с ней гидротермальной деятельностью. Анализ условий формирования борных месторождений в зависимости от стадии развития земной коры, времени и способа формирования континентального ее типа, проведенного на основании анализа тектонической карты Северной Евразии, составленной под редакцией А.В. Пейве и А.Л. Яншина [1980], показал, что образование вулканогенно-осадочных месторождений бора, так же как и постмагматических (скарновых), происходило в начале континентальной стадии развития земной коры. Месторождения приурочены к окраинно-континентальным орогенным вулканическим поясам, маркирующим границу областей с вновь образованной континентальной корой. Вулканогенно-осадочные месторождения находятся в областях с континентальной корой, сформированной в конце миоцена преимущественно аллохтонным способом, проявляющимся в надвижении на океаническую кору блоков древних гранито-метаморфических масс. При таком способе окончательное замещение океанических бассейнов обычно приводит к столкновению континентов и возникновению ареалов вулканоплутонических комплексов [Тектоника..., 1980]. Вулканогенно-осадочные месторождения локализируются в регионах, где распространены фрагменты древних континентальных кор, связаны с вулканоплутоническими комплексами и приурочены к ассоциирующим с ними континентальным молассам, которые выполняют внутренние впадины. В отличие от них постмагматические месторождения известны в областях с развитием типичной континентальной коры, сформированной к началу девона, к середине карбона, к середине триаса, в позднем мелу и в конце миоцена как автохтонным, так и аллохтонным способами. В качестве основного источника бора при образовании месторождений того и другого типа выступали коровые постмагматические гидротермальные растворы.

Из изложенного становится очевидным, что эволюцию вулканогенно-осадочного борнородного процесса следует связывать не только с возможным изменением во времени состава гидротермальных растворов, но и с возникновением на земной поверхности в то или иное время благоприятных условий для осаждения боратов. К таким условиям наряду с аридным климатом, по-видимому, следует отнести фрагменты древних континентальных кор, которым в рельефе обычно соответствуют отчетливо выраженные депрессии или отдельные локальные грабены, заполненные континентальными молассами. Вследствие этого образование вулканогенно-осадочных месторождений бора было возможным лишь при совпадении площадей, занимаемых аридными зонами и окраинно-континентальными орогенами, особенно в случае, если последние включали фрагменты древних континентальных кор. В областях с континентальной корой, сформированной к середине карбона и в позднем мелу, к таким площадям, на которых аридный климат совмещался с окраинно-континентальным вулканизмом, относились соответственно значительная часть Джунгаро-Балхашского и Забайкальский сегмент Монголо-Охотского регионов, а в

областях с континентальной корой, сформированной в конце мiocена, — многие районы Альпийско-Гималайского пояса. Если это действительно так, то в областях с континентальной корой, сформированной в палеозое и мезозое, можно ожидать открытия вулканогенно-осадочных месторождений бора, хотя, по-видимому, и в меньших масштабах, но во многом сходных с теми, которые уже известны в областях с континентальной корой, сформированной в конце мiocена, также далеко еще не исчерпавшей своих ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. К проблеме эволюции солевого состава вод Мирового океана в палеозое. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 3—18.

Тектоника Северной Евразии: Объясн. зап. к Тектонической карте Север-

ной Евразии масштаба 1:500 000/ А.В. Пейве, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер, М.С. Марков, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, Ю.М. Пушаровский, В.С. Федоровский, Н.А. Штрейс, А.П. Яншин. М.: Наука, 1980. 224 с.

УДК 549.67:553.69 (571)

А.В. Ван, Р.Г. Матухин

ЦЕОЛИТОНОСНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ

Природные цеолиты — один из важнейших новых видов неметаллического минерального сырья, все возрастающий интерес к которому обусловлен широкими перспективами использования его в народном хозяйстве. Особую ценность они приобретают в связи с усилением мероприятий по охране окружающей среды. Велика также их роль как индикаторов фациальных обстановок осадконакопления. Этим объясняется исключительное внимание, уделяемое изучению этих образований в последние годы как в нашей стране, так и за рубежом.

Цеолиты широко распространены в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различных структурно-фациальных зон. Особенно часто они встречаются среди аутигенных минералов эвапоритовых формаций.

В Сибири цеолиты известны в девонских, каменноугольных и в меньшей степени в пермских отложениях. Наибольшее распространение цеолитов установлено на западной окраине Вилуйской синеклизы. Здесь они приурочены к красочувствительным соленосным и гипсоносным отложениям, относящимся к наиболее важному в промышленном отношении вулканогенно-осадочному типу пород, которые представлены анальцимитизированными, гейландитизированными и клиноптилолитизированными туфами.

Анальцимитизированные туфы встречаются в нижней соленосной части разреза, соответствующей кыгылтууской свите, и в надсолевой гипсоносной намдырской свите верхнего девона. Они слагают прослой мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров и содержат от 50 до 80% анальцимита. В качестве второстепенной примеси анальцимит отмечается во многих туфах этого стратиграфического интервала. Туфы, замещенные анальцимитом, выявлены также в алтаноттохской свите Верхне-Синского поднятия и в вилучанской свите Ыгыаттанской впадины, где они слагают маломощные (около 0,1—0,2 м) прослойки.

Гейландитизированные и клиноптилолитизированные туфы распростра-

нены преимущественно в нижнекаменноугольных отложениях сероцветной слабогипсо- и ангидритоносной курунгурияхской свиты в Кемпендйской впадине и в меньшей степени в породах эмяксинской и онкучахской свит в Ыгыаттанской впадине.

В наиболее полных разрезах курунгурияхской свиты насчитывается до 18 прослоев туфов и туффитов суммарной мощностью около 120 м. В хр. Хонгуруу цеолитизированные туфы образуют естественные выходы, пригодные для промышленного освоения. Отдельные пласты туфов здесь достигают 50 м мощности. Немалый интерес представляют цеолитизированные туфы онкучахской свиты, обнажающиеся по рекам Вилей и Вилучан, где они образуют несколько пластов мощностью от 0,2 до 3,5 м. При более детальном исследовании возможно обнаружение более мощных пластов. Здесь возможно нахождение прослоев палыгорскитовых глин. В туфах присутствие палыгорскита установлено рентгеноструктурным анализом. Он встречается как продукт изменения вулканического стекла в щелочных трахитовых туфах, пользующихся широким распространением в среднепалеозойских отложениях Ыгыаттанской впадины. Парагенез палыгорскита с цеолитами, в частности с клиноптилолитом, — широко развитая ассоциация аутигенных минералов в океанических осадках. Совместное нахождение палыгорскита и клиноптилолита весьма характерно для меловых осадков Тихого океана, обогащенных вулканическим пеплом [Couture, 1977]. В онкучахской свите названный парагенез обусловлен изменением пеплового материала щелочного трахитового состава в бассейне с гидротермическим режимом аридной климатической зоны, о чем свидетельствуют прослои гипса, ангидрита и доломита.

Цеолиты установлены нами в девонских отложениях Рыбинской впадины. Здесь они представлены ломонтином или морденином (?), служащими поровым и порово-базальным цементом в аркозовых песчаниках карымовской свиты нижнего девона. Иногда ломонтином совместно с кальцитом образует небольшие жилы мощностью до 10 см. Содержание ломонтина в породе 15–18%. В перекрывающих отложениях павловской (D_2) и кугуской (D_3) свит ломонтином встречается в брекчированных известняках и известняковых гравелитах (кальцирудитах), иногда в мергелях и известковых аргиллитах, где образует вкрапления, мелкие гнезда и микроконкреции размером до 5 мм. Содержание ломонтина в породе небольшое — 10–12%. На этих же уровнях встречаются редкие неправильные зерна и идиоморфные кристаллики анальцима, также образующие мелкие вкрапления и иногда выполняющие прожилки в ассоциации с кальцитом: Кроме того, павловская свита характеризуется широким распространением палыгорскита, достигающим 30% от состава породы.

В надсолевых отложениях среднего девона горы Туз-Тага (Тува) цеолиты встречаются в незначительных количествах. Они представлены анальцимом и ломонтином. Анальцимом встречается преимущественно на эйфельском уровне, в толщах, сложенных комковатыми доломитами, известковистыми аргиллитами или туфами, в которых он образует агрегаты мелких (0,03–0,06 мм) зерен, сросшихся в гроздевидные обособления. Ломонтином обнаружен только в аркозовых туфопесчаниках живетского возраста. Совместно с кальцитом он слагает поровый цемент. Содержание его небольшое — около 10% объема породы.

В пермских отложениях цеолиты установлены в угленосных отложениях северо-запада Сибирской платформы и в бассейне р. Ангары. Натролит, ломонтином и анальцимом выполняют поры в литокластических, чаще всего шлаковых, и витро-литокластических туфах и туффитах, образующих пласты мощностью до 3 м. Содержание их колеблется от нескольких до

20%. Иногда цеолиты встречаются в цементе песчаников в виде вкрапленников в карбонатных породах, в которых они играют второстепенную роль.

Цеолиты пользуются широким распространением в каменноугольных отложениях Минусинского и Тувинского прогибов [Бровков и др., 1967]. Здесь они распространены как вторичные минералы, развитые по пепловым туфам. Анальцимизированные и гейландитизированные туфы слагают прослой мощностью от десятков сантиметров до 6 м.

Анальцимизированные туфы на 60–70% сложены анальцимом, представленным неправильными и субоктаэдрическими скоплениями средне- и крупнопсаммитовой размерности, слабо разобщенными криптокристаллической массой сложного состава, в который входят альбит, кварц, гидрослюда с незначительной примесью кальцита и доломита. Замещенные анальцимом пепловые частички часто оконтурены тонкой гидрослюдистой оторочкой. Постоянно присутствуют пирокластические осколки полевых шпатов, реже кварца, а также мусковит и биотит (до 7–10%). Среди анальцимизированных туфов выделяются альбитизированные и глауконитизированные разновидности. Первые характеризуются присутствием в основной массе мельчайших агрегатов альбита с примесью кварца и иногда адуляра. Содержание анальцима в этих разновидностях пород снижается до 25–30%. Во вторых разновидностях скопления зерен анальцима цементируются глауконитоподобной массой (до 10%) с примесью небольшого количества альбита, адуляра, гидрослюды, изредка ломонтита. Местами глауконит образует линзы мощностью до 6–7 мм. Анальцимизированные туфы широко распространены в разрезах нижнего кагона Минусинской впадины. В районе Тувы они были описаны ранее на хр. Ак-Тарг и по р. Шивелиг. Здесь наряду с анальцимом в связующей массе отмечены также ломонтит и эпистильбит (?).

Пласты и прослой гейландитизированных туфов мощностью от 0,2 до 2 м установлены в разрезах самохвальской и кривинской свит нижнего карбона по левому берегу р. Чулым, ниже с. Парново. Они представляют собой алевритовидные массивные породы с хорошо сохранившейся пепловой структурой. Основная масса породы состоит из криптокристаллического розоватого гейландита с заметной примесью альбита и иногда селадонита. Гейландит образует крустификационную оторочку из кристалликов, ориентированных во внутрь пепловых фрагментов, центральная часть которых часто заполнена альбитом или селадонитом. Нередко селадонит в виде пленки обволакивает пирокластические частицы.

Таким образом, даже на современном уровне изученности цеолитов можно говорить о весьма широком их распространении в палеозойских отложениях Сибири. Дальнейшее специальное изучение данной проблемы позволит выявить временные и пространственные закономерности их локализации, что определит не только прогнозную оценку территории, но и направление поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Бровков Г.Н., Мозилев А.Е., Бучарская Г.С. Формации Тувинского прогиба. — В кн.: Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадины востока Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967.

Couture R.A. Composition and origin of polygorckite-rich and montmorillonite-rich zeolite containing sediments from the Pacific ocean. — Chem. Geol., 1977, vol. 19, N 2, p. 113–130.

М.И. Карпова, В.Н. Силантьев, В.Ф. Крутиков

ОСОБЕННОСТИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТЕ

В пределах Русской платформы и Туранской плиты фосфатонакопление происходило в широком стратиграфическом диапазоне — от кимериджа до палеогена включительно и характеризовалось различным типом и масштабом рудообразования. Наиболее интенсивно оно протекало на Русской платформе в волжское, берриас—валанжинское, сеноманское и сантон—кампанское время, на Туранской плите — в альб—сеноманское и эоценовое.

Залежи фосфоритовых руд связаны с глауконитово-терригенной и терригенно-карбонатной формациями. Фосфоритоносная глауконитово-терригенная формация распространена на Русской платформе и Туранской плитах. Она охватывает мощный комплекс верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложений. Формация слагается глинами, песками, песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями мергелей и горючих сланцев. Фосфоритовые серии в данной формации образованы преимущественно кварц-глауконитовыми песками и песчаниками, содержащими от одного до пяти-шести прослоев фосфоритов мощностью от 0,05 до 1,2 м, редко более. В сторону открытой части моря породы фосфоритовых серий постепенно замещаются мел-мергельными (Актюбинский бассейн) или глинистыми осадками (Волжский бассейн), а по направлению к береговой линии — разнозернистыми кварцевыми песками и песчаниками. Наиболее крупные концентрации фосфоритов сосредоточены на Русской платформе в мелкозернистых кварц-глауконитовых слабо известковистых песках, сформировавшихся в мелководно-морской фациальной зоне (Вятско-Камское, Егорьевское, Чилисайское и другие месторождения). На Туранской плите основные скопления фосфоритов приурочены к мелко-среднезернистым глауконит-полевошпат-кварцевым известковым песчаникам прибрежно-морских фаций. Продуктивные горизонты характеризуются линзовидной и линзовидно-пластовой формой залегания. Фосфатные образования представлены в них желваками и зернами.

Содержание фосфата кальция в составе желваков колеблется от 20 до 90%; количество зерен обломочных и аутигенных минералов, главным образом, кварца и глауконита, варьирует от 5—10 до 50—60%. Кроме того, в фосфоритах постоянно отмечаются кальцит, пирит, опал, сидерит, цеолиты, гидрослюда, монтмориллонит, гидрогетит. Содержание P_2O_5 в рудах составляет в основном 12—14%, в концентрате — 16—22%.

Зерна фосфоритов состоят из скрытокристаллического фосфата кальция, в котором постоянно отмечаются включения кварца, полевых шпатов, глауконита, кальцита, сгустки гидрогетита и стяжения пирита. Количество включений чаще всего находится в пределах 15—25%, а содержание P_2O_5 — 24—26%.

Терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация распространена только на Туранской плите; ее возраст — палеогеновый. В составе формации доминируют органогенные известняки, мергели, глины, песчаники, второстепенное значение имеют доломиты и гипсы. Фосфоритовые серии слагаются разнообразными породами: глинистыми известняками, мергелями, доломитами, опоками, местами песчаниками и глинами. В них заключено до 3—4, иногда 8—12 прослоев фосфоритов мощностью 0,1—1 м и со-

Основные свойства фосфата кальция, фосфоритов мезозоя и кайнозоя Русской платформы и Туранской плиты

Область развятия	Фосфоритоносная формация	Геологический возраст	Тип фосфоритов	Основные свойства фосфата кальция					
				Средний показатель преломления	Параметры элементарной ячейки		Характерные отношения*		
					a_0	c_0	$\frac{CO_2}{P_2O_5}$	$\frac{F}{P_2O_5}$	$\frac{H_2O^+}{P_2O_5}$
Русская платформа	Глауконитово-терригенная	$I_3 - \Phi$	Желваковый	1,596—1,610	9,29—9,32	6,87—6,89	0,16	0,1	0,13
Туранская плита		$K_1, al - K_2, cm$	Желваковый и зернистый	1,618—1,627	9,33—9,35	6,88—6,89	0,11	0,09	0,09
	Терригенно-карбонатная	P_1^1	Зернистый	1,596—1,621	9,30—9,33	6,87—6,89	0,14	0,11	0,16

* Приведены средние значения.

держанием P_2O_5 12—29%. По простиранию фосфоритовые серии переходят в карбонатные, сульфатно-карбонатные или песчано-глинистые толщи, а в вертикальном разрезе почти повсеместно сменяются в различной степени известковыми глинами. В данной формации в отличие от глауконитово-терригенной ведущий тип руд — зернистый, желваковый — распространен ограниченно. Большая часть месторождений и проявлений зернистых фосфоритов локализована в Центрально-Кызылкумском и Фергано-Таджикском бассейнах. Фосфориты состоят из фосфатных компонентов размером от 0,1 до 5—7 мм, заключенных в карбонатном, глинистом, опал-халцедоновом цементе, и представляют собою фосфатизированные первично-карбонатные остатки фораминифер, гастропод, пелеципод, копролитов, а также разнообразный костный детрит. Содержание P_2O_5 в них составляет 26—32%. Нефосфатные включения представлены главным образом кальцитом, иногда кварцем и полевыми шпатами (Фергано-Таджикский бассейн). В комплексе минералов, сопутствующих фосфату кальция, отсутствует сидерит и

Основные свойства фосфата кальция							Парамагнитный радикал	Пример месторождения и рудопроявления
Характер отношения°	Характер корреляционных связей		ИК-поглощение, см ⁻¹			ОН-групп		
			аниона PO ₄ ³⁻		аниона CO ₃ ²⁻			
SO ₃ P ₂ O ₅	P ₂ O ₅ и F с N ₂ O и SO ₃	Na ₂ O с SO ₃	колебаний					
			ν ₄	ν ₂	ν ₃			
0,04	Отрицательный	Отрицательный	570	1040	1420	3400	CO ₃ ²⁻	Вятско-Камское, Малое Сиучское, Дорковское и др.
			572	1110	1460			
			605					
0,025	Положительный	Положительный	570	1040	1420	3400	CO ₃ ²⁻ CO ₃ ²⁻ (редко)	Туарское
			572	1110	1460			
			605	то же				
0,07	"	"	570	1040	1040	3400	CO ₃ ²⁻	Джеройское, Гулиобское
			572	1110	1110			
			605	то же				

появляется доломит и полигорскит. Количество кальцита и пирита увеличивается, а глауконита резко снижается. Содержание последнего редко превышает 5%.

Фосфат кальция в желваковых и зернистых фосфоритах обеих формаций имеет в основном скрытокристаллическое строение, в меньшей степени микрозернистое, радиально-лучистое или волокнистое (костные обломки). Основные его физико-химические константы – показатель преломления, параметры элементарной ячейки, величины соотношений CO₂/P₂O₅, F/P₂O₅, H₂O⁺/P₂O₅, – приведенные в таблице, соответствуют гидроксилсодержащему фторкарбонатпатиту, что подтверждается результатами ИК- и ЭПР-спектроскопии. В ИК- спектрах поглощения отчетливо проявляются полосы абсорбции в области деформационных ν₄ (570, 572, 605 см⁻¹) и в валентных ν₃ (1040, 1110 см⁻¹) колебаний аниона PO₄³⁻ и колебания ν₃ структурного CO₃²⁻-иона (1420, 1460 см⁻¹). В области ОН-валентных колебаний фиксируется широкая полоса с максимумом при 3400 см⁻¹. При

исследовании фосфата методом ЭПР выявлено присутствие парамагнитных дефектов типа CO_3^{3-} , обусловленных замещениями в структуре апатита аниона PO_4^{3-} на CO_3^{3-} . Облучение фосфатов рентгеновскими лучами в течение 4–7 ч при комнатной температуре привело к появлению спектра ЭПР атомарного водорода H^0 , что, скорее всего, определяется наличием ОН-группировок в апатитовой части образцов. Известно, что облучение рентгеновскими лучами веществ, имеющих в своем составе молекулы или группы атомов, содержащие водород, часто приводит к потере его.

Высокая подвижность атомов водорода в решетке при высоких температурах часто приводит к рекомбинации, в связи с чем спектры ЭПР атомов водорода наблюдаются редко и чаще всего при низких температурах.

Наблюдение спектра ЭПР H^0 при комнатной температуре указывает на то, что кристаллическая матрица, в которой стабилизировался атомарный водород, должна быть достаточно жесткой, чтобы свести к нулю подвижность H^0 , образующегося при облучении. В апатитовой части осадочных фосфоритов могут присутствовать как минимум три типа протонов: протоны адсорбированной и протоны молекулярной (структурной) воды и протоны ОН⁻-групп [Вахрамеев, Занин, 1979]. Исходя из вышеизложенного, в изученных фосфатах наиболее вероятной представляется стабилизация атомов водорода, принадлежащих гидроксильным группам ОН⁻, которые возможно входят в состав радикала CO_3OH^- .

Из данных таблицы следует, что фторкарбонатапатит изученных фосфоритов неоднороден по количеству структурно связанного CO_3^{2-} и других изоморфных примесей. В желваковых фосфоритах Русской платформы он характеризуется наиболее высоким содержанием CO_2 и сравнительно высоким H_2O^+ . В структуре фосфатного вещества зернистых фосфоритов альб-сеномана и палеогена Туранской плиты появляется сульфат-ион, о чем свидетельствуют дополнительные связи P_2O_5 и F с Na_2O и SO_3 и Na_2O с SO_3 . Максимальные значения сульфат-иона, а также H_2O^+ присущи фосфатным минералам эоценовых фосфоритов терригенно-карбонатной формации.

Рассмотренные особенности распределения фосфатных осадков в мезозое и кайнозое Русской платформы и Туранской плиты, специфика породных и минеральных ассоциаций в рудоносных формациях, кристаллохимические свойства самого фосфата кальция и другие факторы дают основание полагать, что геохимические условия среды фосфатонакопления в течение поздней юры—палеогена изменялись в определенной последовательности. Формирование мезозойских желваковых фосфоритов, судя по их приуроченности к терригенному комплексу осадков, парагенезу фосфата кальция с глауконитом, кальцитом, пиритом, сидеритом, отсутствию в апатитовой части фосфоритов сульфат-иона и другим признакам, осуществлялось в мелководном морском бассейне при умеренных P_{CO_2} и слегка повышенных pH в неустойчивой окислительно-восстановительной среде. Образование зернистых фосфоритов палеогеновой терригенно-карбонатной формации происходило при более высоких значениях pH на фоне карбонатной седиментации при возросшей концентрации Ca^{2+} , Mg^{2+} и сульфат-иона в фосфоритоносном бассейне.

ЛИТЕРАТУРА

Вахрамеев А.М., Занин Ю.Н. Водородсодержание группировки в апатитах по данным ядерного магнитного резонанса и их геологическая интерпре-

тация. — В кн.: Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979, с. 77–81.

В.И. Власов

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

На территории Казахстана распространены угленосные отложения средне-го-верхнего девона, нижнего карбона и верхнего палеозоя. Нижнекарбонные угленосные отложения развиты преимущественно в Северном, Центральном и Южном Казахстане, верхнепалеозойские в Восточном (Иртыш-Зайсанский регион и Южный Алтай) и частично в Центральном Казахстане, девонские только в Центральном Казахстане. К этим отложениям приурочено более 200 месторождений и проявлений каменных углей, из которых в настоящее время разрабатываются Карагандинский и Экибастузский угольные бассейны, Куу-Чекинское и Борлинское месторождения.

Характер, масштабы и эволюция палеозойского углеобразования и осадконакопления определялись палеотектоническими и палеогеографическими особенностями развития разновозрастных структурных элементов Казахстана. К началу формирования палеозойских угленосных формаций на рассматриваемой территории существовал крупный эпикаледонский Казахстанско-Северо-Тяньшаньский срединный массив, представлявший в среднем и позднем палеозое микроплатформу, сопряженную с тектонически активными Урало-Южно-Тяньшаньской, Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской герцидскими геосинклиналями. Тектонические движения в геосинклиналях вызвали и на срединных массивах тектоно-магматическую активизацию в средне-позднепалеозойское время, проявившуюся на обширных площадях и с различной степенью интенсивности. Наиболее энергичной переработке подверглись позднекаледонские структуры массива, граничащие с Джунгаро-Балхашской геосинклинальной областью.

В среднем палеозое на площади срединного массива углеобразование и осадконакопление происходило в спокойных условиях полуплатформенного режима, что способствовало накоплению на больших площадях морских и прибрежно-морских субплатформенных терригенно-карбонатных и угленосных формаций. В краевых частях срединного массива, испытывавших в среднем палеозое тектоно-магматическую активизацию и переработку, в обстановке предгорных и межгорных впадин формировались сининверсионные карбонатно-вулканогенно-терригенные и молассоидные угленосные формации. В позднем палеозое в крупных внутренних впадинах Тенизской и Чу-Сарысуйской в континентальных условиях накапливался синорогенный молассоидный, преимущественно красочетный, комплекс пород, в Карагандинском краевом прогибе – серочетный угленосный.

В Джунгаро-Балхашской герцидской области углеобразование происходило преимущественно в инверсионный (ранний карбон) этап, в Иртыш-Зайсанской – отчетливо проявилось позднепалеозойское углеобразование, синхронное ранне-и позднеорогенной стадиям ее геосинклинального развития. Особенности тектонических режимов и палеогеографических обстановок в упомянутых структурах Казахстана нашли отражение в литолого-фациальном составе, мощности, характере и степени угленасыщенности угленосных формаций, в катагенетических изменениях и качестве углей.

Палеозойский цикл углеобразования в Казахстане начался на фоне затухающей ранне-среднедевонской тектоно-магматической активизации. Вулканогенно-осадочной толще предположительно эйфельского яруса, развитой в Северном Предчирчизье, подчинена слабоугленосная субформация с прослоями углистых пород и углей (углепроявление Карабиик). В Север-

ном Прибалхашье к вулканогенно-осадочной толще живетского яруса островодужного типа приурочены мелководно-морские песчаники мощностью до 40 м с горизонтом углистых аргиллитов и линзами угля. В Еремантауском и Баянаульском районах (северо-восточная часть срединного массива) в начале франско-фаменской трансгрессии моря сформировалась субплатформенная слабоугленосная формация мощностью около 100 м, заключающая до четырех пластов углистых аргиллитов мощностью от 4 до 10 м с линзами угля. На углепроявлении Еремантау обнаружен пласт липтобиолитов (типа барзасита) мощностью до 0,4 м. Фаменско-турнейское время отвечало максимальному развитию морской трансгрессии и преимущественно карбонатному осадконакоплению. Субплатформенная прибрежно-континентальная угленосная формация раннетурнейского возраста мощностью до 450 м известна только на западе Казахстана, где она входит в состав квазиплатформенного чехла Северо-Устьюртского срединного массива. Из 25 пластов и прослоев зольного угля только пять имеют мощность 0,6–1,5 м.

На юго-востоке Казахстана в Заилийском, Кунгейском и Кетменском хребтах развита турнейская слабоугленосная континентальная моласса мощностью 200–300 м с линзами и прослоями зольных углей и углистых пород. Она накапливалась в межгорных и предгорных прогибах юго-восточной части Казахстанско-Северо-Тяньшаньского срединного массива в условиях тектонической активизации. В ранне-визейское время начинается почти повсеместная регрессия моря (кроме Иртыш-Зайсанской и внутренней части Джунгаро-Балхашской геосинклинальных областей) и смена морских условий осадконакопления прибрежно-континентальными, что в значительной мере благоприятствовало углеобразованию на обширных площадях. В пределах Казахстанско-Северо-Тяньшаньского массива формировались региональные субплатформенные угленосные формации, к которым приурочены многочисленные угольные месторождения. На юге Казахстана нижевизейская угленосная формация простиралась от Юго-Западного Прибалхашья до северо-восточных отрогов Малого Каратау. К востоку она замещалась континентальными безугольными часто красноцветными отложениями, к западу – мелководно-морским и терригенно-карбонатными. Крупные эрозионные останцы этой формации сохранились в синклинальных структурах Юго-Западного Прибалхашья (Кашкен-Тениз, Каракамыс, Кулан-Кетпес, Алаколь) и в Чуйской депрессии, где угленосные отложения прослежены скважинами под покровом верхне-палеозойских и мезозой-кайнозойских пород от Чу-Илийских гор (месторождения Каракол, Александровское) до хр. Малый Каратау.

В Северном и Центральном Казахстане широко представлена нижне-средневизейская угленосная формация, сохранившаяся в эрозионных структурах Кокчетавского поднятия, Тенизской депрессии, Селетинского, Шидертинского и Карагандинского синклизиоров и Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. Она занимала громадную площадь, распространяясь от восточных периферических районов Кокчетавского поднятия и Тенизской депрессии на всю северно-восточную часть Казахстанско-Северо-Тяньшаньского массива, ограниченную с юго-востока Спасской (Южно-Карагандинской) зоной разломов, и продолжалась далее на юго-восток в пределы Чингиз-Тарбагатайского региона. В составе формации преобладают алевролиты, песчаники и аргиллиты с подчиненными горизонтами мергелей, известняков, туффитов, углистых пород и пластами высокозольных углей. Мощность ее колеблется от 150 до 450–500 м и увеличивается до 900–1200 м в Кипчакском и Карагандинском прогибах; образование происходило в условиях морских лагун, приморских низменностей и аллювиально-озерно-

дельтовых равнин, временами заболачиваемых или заливаемых морем. Степень угленасыщенности обычно увеличивается снизу вверх, достигая максимальных значений в Карагинском прогибе, где в ашлярической свите присутствует до 20 пластов зольных углей.

В Южном Казахстане мощные пласты высокозольных углей обнаружены на Куланском месторождении. В периферических частях Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области и зонах сопряжения ее с эпикаледонским срединным массивом углеобразование сопровождалось значительной вулканической деятельностью, что крайне отрицательно повлияло на качество и выдержанность угольных пластов. В Иртыш-Зайсанской и внутренней части Джунгаро-Балхашской геосинклиналях сформировались морские карбонатно-терригенные, местами вулканогенные отложения мощностью до 2000 м.

В поздневизейском и серпуховском веках происходит значительное сокращение площади углеобразования при резком увеличении интенсивности угленакопления. Максимальная угленасыщенность связана с карагинской свитой северо-восточной части эпикаледонского массива, ограниченного с запада Целиноградским, с юга Спасским и с востока Центрально-Казахстанским разломами. К отложениям этой свиты приурочены основные угольные пласты Карагинского, Экибастузского и Тениз-Коржункульского бассейнов и месторождений Принуринской, Акжарской и Жамантузской групп. Угленосная формация представлена прибрежно-континентальными разнозернистыми песчаниками и алевролитами, содержащими в Карагинском прогибе до 30 угольных пластов мощностью 1–8 м каждый. К северу наблюдается сокращение мощности формации от 600–800 до 450 м и менее и резкое уменьшение числа угольных пластов до двух-трех при возрастании их мощности до 25–30 м. Местами угольные пласты сближаются и образуют единый сложнопостроенный угольный горизонт мощностью от 60–80 (Тениз-Коржункульский бассейн) до 200 м (Экибастузский бассейн). К западу от Целиноградского разлома происходит быстрое снижение угленасыщенности формации и замещение нижней ее части безугольными прибрежно-морскими карбонатно-терригенными, а верхней континентальными терригенными пестроцветными отложениями. В небольших масштабах углеобразование происходило на севере Джунгаро-Балхашской провинции, где в континентальных условиях при активном вулканизме накапливалась грубообломочная терригенно-вулканогенная моласса с прослоями и линзами углистых пород и высокозольных углей.

В позднем палеозое область углеобразования сместилась в Восточный Казахстан, где в орогенный этап развития Иртыш-Зайсанской геосинклинали образовались континентальные средне-верхнекарбонная (нижняя) и пермская (верхняя) угленосные молассоидные формации. Первая из них мощностью до 2000 м сохранилась в небольших приразломных грабенах, мульдах и брахисинклиналях. В пестром и невыдержанном составе угленосной формации преобладают разнозернистые песчаники с горизонтами алевролитов, гравелитов, конгломератов, туфов и углистых пород с линзами, прослоями и редкими (один–три) пластами угля мощностью 1–3 м. Максимальная угленасыщенность формации отмечается на Белокаменском месторождении Рудно-Алтайской зоны, где образовалось до 15 невыдержанных угольных пластов сложного строения мощностью от 2,5 до 25 м. В Саурской зоне в разрезе формации появляются пласты горючих сланцев (Кендерлыкское месторождение). На остальной территории Казахстана средне-позднекарбонное углеобразование происходило только в Карагинском бассейне и соседних угленосных структурах Принуринской группы, содержащих в долинской и тентекской свитах до 25 пластов угля, из которых

12 имеют рабочую мощность 0,7—6 м. Во внутренних впадинах и депрессиях Казахстанско-Северо-Тяньшаньского срединного массива в условиях семиаридного и аридного климата формировались континентальные синорогенные молассоиды. В областях тектоно-магматической активизации и на большей части Джунгаро-Балхашской герцинской структуры накапливались вулканиты кислого и среднего состава с подчиненными пластами конгломератов, песчаников и алевролитов.

Пермские угленосная и сланценосная формации развиты только в Прииртышской и Призайсанской зонах Иртыш-Зайсанской геосинклинали, где выполняют относительно спокойные брахисинклинальные структуры. В Прииртышской зоне среди нижнепермских песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 850 м встречено до 20 угольных пластов, из которых два—четыре имеют рабочую мощность 1—5,4 м. В Призайсанье нижнепермская сланценосная молассоидная формация мощностью до 1100 м заключает десятки маломощных пластов горючих сланцев, а верхнепермская угленосная (500—840 м) до 50 угольных пластов, из которых 7—10 имеют рабочую мощность.

УДК 551.3.051 : 553.98 (470.4)

А.К. Замаренов, Д.П. Федоров

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ДРЕВНЕЙ ПЕРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

На юго-востоке древней Восточно-Европейской платформы роль периконтинентальной окраины в палеозое играла Прикаспийская впадина с ее северным и западным обрамлениями, а также примыкающие с востока и юга миеосинклинальные зоны Уральских и Южных варисцид. Всю эту обширную территорию, в пределах которой на ряде этапов седиментации существовали условия шельфов, континентальных подножий и краевых частей абисселей, по ряду особенностей развития [Хайзен, 1978], по-видимому, можно отнести к атлантическому типу континентальных окраин.

Эволюция палеозойского (докунгурского) осадконакопления на рассматриваемой окраине во многом определялась особенностями тектонического развития как самого кратона, так и соседних варисских геосинклиналей и носила довольно сложный характер.

После завершения авлакогенной стадии на большей части территории периконтинентальной окраины наступил перерыв в осадконакоплении, длительность которого в разных районах была различной. На северо-востоке (Оренбургский участок) новый седиментационный этап достоверно зафиксирован в ордовике [Макарова и др., 1975], а западнее (Волгоградский участок) — в силуре — раннем девоне [Батанова и др., 1976], причем по характеру отложений можно констатировать усиление трансгрессии во времени с переходом от мелководного терригенного к морскому терригенно-карбонатному осадконакоплению. В центральной части окраины, соответствующей Прикаспийской впадине, судя по заметному увеличению мощности докунгурской части осадочного чехла, можно предполагать также присутствие в разрезе более древних додевонских отложений

и, таким образом, констатировать раннепалеозойский этап осадконакопления. Вполне вероятно при этом формирование здесь существенно карбонатных формаций, особенно на ордовик-раннедевонском этапе вследствие латерального замещения более мелководных отложений на периферийных участках.

В последние годы авторы статьи вместе с группой сотрудников НВНИИГГ (М.Г. Шебалдина, С.В. Яцкевич, Т.А. Сипко) выполнили широкие формационные исследования, создав целую серию седиментационных моделей рассматриваемой территории от среднего девона (живетский этап) до артинского века ранней перми включительно. Эти модели позволили выявить общие закономерности пространственного размещения палеозойских формаций и тем самым с большей определенностью наметить особенности эволюции осадконакопления периконтинентальной окраины в среднем и верхнем палеозое.

В среднем — начале позднего девона на территории периконтинентальной окраины преобладал терригенный тип седиментации с формированием континентально-морских терригенных и морских терригенно-карбонатных формаций, сменяющихся с северо-запада на юго-восток по мере перехода во внутренние районы Прикаспийской впадины. Особенно широкое развитие терригенные формации получили в пашийскую трансгрессивную стадию, когда крупные выступы восточной и южной периферии окраины (Соль-Илецкий, Караулкельдинский, Биикжальский, Астраханский и др.) превратились в островную сушу и, интенсивно размываясь, стали поставлять на соседние площади обломочный материал. В моменты расширения трансгрессий (ардамовское и мулинское время) на отдельных приподнятых участках (таких, как Оренбургский) шло накопление морских карбонатных осадков. На данном этапе обособляется миогеосинклинальная зона Уральских варисцид, где шло накопление более тонких и более глубоководных терригенных формаций за счет поступления материала из внутренних районов.

В позднем девоне — раннем карбоне в связи с расширением трансгрессии на большей части периконтинентальной окраины (платформенная часть) преобладающим становится карбонатный тип осадконакопления с формированием мелководных слоистых морских карбонатных, терригенно-карбонатных и бассейновых формаций (в том числе кремнисто-глинисто-карбонатных), приуроченных к периферии и к внутренним районам Прикаспийской впадины. Исключение составляют районы Задонского и Соль-Илецкого выступов, где для позднего девона характерно накопление терригенных осадков.

В северо-западной части окраины на позднедевонском этапе седиментации обособляются карбонатные шельфы (средне-позднефранский, фаненско-раннекаменноугольный) с развитием в их краевых частях рифогенных субформаций. Характерно появление карбонатной мелководной слоистой формации на крупных выступах южной и, возможно, восточной периферии окраины (Каратонский, Тенгизский, Астраханский, Харкамысский, Темирский выступы). В Уральской миогеосинклинальной зоне (включая и Южно-Эмбенский участок) на данном этапе формировалась мощная горно-прибрежная терригенная формация, вследствие перекompенсации захватившая и прилегающую платформенную полосу к северо-востоку от Каратонского выступа. Для зоны Южных варисцид (район края Карпинского), по аналогии с Донбассом, в позднем девоне — раннем карбоне есть основание предполагать накопление терригенно-карбонатной субплатформенной формации.

На последующих этапах каменноугольного осадконакопления для пе-

рикоинтентальной окраины характерно чередование периодов терригенной и карбонатной седиментации с большей продолжительностью последних.

Наиболее древний этап терригенного осадконакопления связан с началом средневизейской трансгрессии и более четко фиксируется по бобринскому времени. Для этого этапа устанавливается развитие двух терригенных формаций: континентально-морской на северо-западе окраины и горно-прибрежной на юго-востоке, между которыми располагалась обширная зона развития морской терригенно-карбонатной формации. На Каратонском выступе наблюдается переход последней в карбонатную мелководную формацию, что, по-видимому, свойственно и другим выступам южной периферии рассматриваемой территории.

Второй этап преимущественно терригенного осадконакопления на периконтинентальной окраине падает на довольно значительный период позднебашкирско-раннемосковского времени. На этом этапе особенно широкое развитие получила платформенная терригенная формация, занимающая большую северо-западную часть окраины, центральную часть Прикаспийской впадины и район Сарпинского прогиба. Другой тип терригенных формаций — морская терригенная флишоидная — приурочен к миогеосинклинальным зонам Уральских и Южных варисцид. Широкое развитие на данном этапе получила и морская терригенно-карбонатная формация, на Оренбургском и Южно-Эмбенско-Жанажольском участках частично или полностью замещающаяся карбонатной мелководной формацией.

Карбонатный этап коменугольного осадконакопления наиболее значительно проявился на отрезке поздневизейско-раннебашкирского времени, обусловив на значительной северо-западной и северной частях окраины формирование карбонатной мелководной слоистой формации. Для этого этапа характерно довольно четкое выражение карбонатного шельфа с развитием на его краю рифогенной субформации, определявшей в то время границы Прикаспийской впадины. Не менее характерно распространение карбонатной мелководной формации на целом ряде поднятий Астраханско-Актюбинской краевой зоны (Астраханский свод, Каратонский, Тенгизский выступы, Жаркамьский, Темирский своды) и приуроченность к ним биогермных образований. На значительной территории Прикаспийской впадины данная формация, по-видимому, замещена бассейновой кремнисто-глинисто-карбонатной формацией.

Качественно новый этап осадконакопления на периконтинентальной окраине связан с позднекаменноугольно-раннепермским орогенезом в соседних геосинклиналях и соответствующим образованием на их периферии краевых (предгорных) прогибов, обусловивших появление здесь новой терригенной нижнемолассовой формации. На данном этапе особенно четко обозначилась граница раннепермского (докунгурского) карбонатного шельфа и Прикаспийской впадины как области интенсивного прогибания и накопления на большей части ее территории бассейновых кремнисто-глинисто-карбонатных и кремнистых формаций. Вместе с тем, как это можно наблюдать на Карачаганакском участке, недалеко от карбонатного шельфа в зоне развития бассейновых формаций могли отлагаться мелководные карбонатные образования, связанные с крупными рифовыми банками, развивающимися на отдельных поднятиях.

Таким образом, древняя периконтинентальная окраина, соответствующая в современном плане крупным геоструктурным элементам, лежащим по обе стороны от зоны сочленения эпикарельской Восточно-Европейской платформы и эпиварисской Скифско-Туранской плины, характеризуется исключительно благоприятным для нефтегазоносности набором литологических формаций. Обширные поля развития карбонатных формаций,

включающих биогермные образования, граничат здесь с мощными клиноформами и линзами терригенных формаций, обогащенных гумусовым и сапропелевым РОВ.

Не менее благоприятны в рассматриваемой зоне и тектонические условия нефтегазоносности, контролировавшие описанный ход осадконакопления. Особенно примечательна система краевых выступов фундамента и соответствующих поднятий в осадочном чехле, располагающихся на южной и восточной периферии Прикаспийской впадины. Они соответствуют остаточным выступам между двумя эпицентрами прогибания земной коры — внутриплатформенным, обуславливающим образование перикратонных впадин (в данном случае Прикаспийской), и геосинклинальным (Донбасско-Промысловская и Уральская геосинклинали). Мощность пород, накопившихся в пределах краевых поднятий, получивших название Астрахань-Актюбинских, составляет 2–4 км, тогда как в центральной части Прикаспийской впадины, с одной стороны, и в осевых частях, обрамляющих платформу геосинклиналей, — с другой, она достигает 8–10 и даже 12 км [Федоров, Кононов, 1981]. В этих краевых ловушках происходило формирование таких газоконденсатных и нефтегазовых месторождений, как Астраханское, Тенгизское, Жанажольское, Кенкиякское, которые, очевидно, составляют лишь какую-то часть от обширной зоны нефтегазоаккумуляции в юго-восточной краевой зоне Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, понятие о главной области нефтегазообразования, сформулированное В.Ф. Горбачевым [1977], с полным правом может быть применено как к современным, так и к древним периконтинентальным окраинам. Выявление и классификация последних на базе изучения условий осадконакопления и литолого-формационного анализа нам представляется важнейшей задачей теории и практики нефтегазопоисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Батанова Г.П., Шевченко Е.И., Назаренко А.Н. и др.** Особенности разреза додевонских и девонских отложений прибортовой зоны Прикаспия и возможность их развития в западной части впадины. — В кн.: Геология и нефтеносность западной части Прикаспийской впадины. Волгоград: Ниж.-Волж. кн. изд-во, 1976, с. 61–71.
- Макарова С.П., Шапова Н.П., Короткова Е.И., Осипенко Н.Г.** О перерывах в осадконакоплении в районе Оренбургского вала. — В кн.: Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Саратов: Приволж. кн. изд-во, 1975. (Тр. ЮУО ВНИГНИ; Вып. 3, с. 148).
- Федоров Д.Л., Кононов Ю.С.** Строение Прикаспийской впадины и ее обрамления в связи с поисками нефти и газа. — Сов. геология, 1981, № 8, с. 18–24.
- Хайзен Б.К.** Подводные континентальные окраины атлантического типа. Гл. 2. Общая батиметрическая и морфологическая характеристика. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 27–32.

В.А. Ермоленко, И.И. Урьев

К ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССА ФОСФАТООБРАЗОВАНИЯ НА ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Эффективность поисковых работ на фосфориты и наиболее результативная их прогнозная оценка достигаются с учетом ряда геологических признаков: геотектонических, структурных, формационных, литологических, стратиграфических и т.д. Решающее значение в прогнозировании и поиске фосфоритов многие видные геологи [Страхов, 1971; Шатский, 1965; Яншин, 1964] придают формационному и фашиально-палеогеографическому анализу.

Вместе с тем решение этой задачи осложняется неоднозначной, часто противоречивой трактовкой многих теоретических проблем фосфатной геологии. Прежде всего до настоящего времени неоднозначны критерии выделения фосфоритоносных формаций, определение их границ и объемов. К дискуссионным вопросам относится недостаточно изученная проблема связи фосфоритов с трансгрессивно-регрессивными этапами развития фосфоритоносных бассейнов. В связи с этим остается невыясненной причинность многоярусности фосфоритоносных серий. Недостаточно исследован вопрос и о скорости фосфатонакопления. Кроме того, до сих пор с генетических позиций не объяснена тесная парагенетическая связь между фосфоритами и кремнями [Соколов, 1976].

Изложенный выше далеко не полный перечень проблематичных положений фосфатной геологии наглядно свидетельствует о большой сложности решения комплекса вопросов, связанных с прогнозированием, поиском и разведкой промышленных залежей фосфоритов. Тем не менее накопленный опыт по выявлению наиболее перспективных площадей дает возможность в рамках определенной фосфоритоносной формации выделить основные природные типы руд и более целенаправленно вести их поиски с выделением залежей промышленного значения.

Значительное разнообразие фосфоритоносных формаций ставит в качестве важнейшей задачи как теоретического, так и прикладного значения выяснение генезиса фосфоритов (с учетом их тектонической позиции) и эволюции фосфоритоносных отложений (с изучением постседиментационных преобразований, существенно изменяющих первоначальный состав и структурно-текстурные особенности фосфоритоносных толщ).

В пределах запада Русской плиты выделяются две наиболее характерные фосфоритоносные формации платформенного типа: зернисто-ракушниковые фосфориты Прибалтийского фосфоритоносного бассейна (Эстония, Ленинградская область) и желваковые фосфориты востока Белоруссии.

Особенность фосфоритоносных отложений в Прибалтике — значительное содержание первичнофосфатных створок оболит (до 30% и более) в кварцевых песках пакерортского горизонта нижнего ордовика. Общие закономерности осадконакопления в это время определялись унаследованными с кембрия тектоническими структурами (часть Финского выступа, северо-западное крыло Московской синеклизы, примыкающее к южному склону Балтийского щита, и северный склон Белорусской антеклизы). Геологическое развитие, контролировавшее процесс осадконакопления в кембрии — начале ордовика, происходило следующим образом. В начале ладожского времени (ранний ордовик) резко сократились размеры морского бассейна. Регрессия сопровождалась размывом и переротлением подстилающих пород. На это время приходится бурный

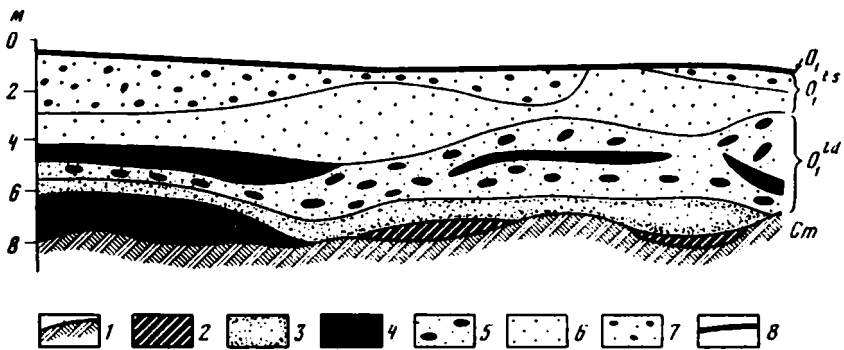


Рис. 1. Характер залегания фосфоритовых руд Кингисеппского месторождения

1 — подстилающие фосфоритоносную толщу тонкозернистые плотные саблинские пески (кембрий, ижорская свита); породы ладожской свиты: 2 — базальный обогащенный детритом слой, 3 — оболочный песок мелкозернистый, 4 — песчаник плотный, ожелезненный, 5 — оболочный песок (разно- и среднезернистый) с конкрециями; породы тосненской свиты: 6 — оболочный песок, среднезернистый, 7 — оболочный песок, разнозернистый; 8 — глауконитовый песчаник, покрывающий фосфоритоносную толщу (нижний ордовик, волховско-кундаские отложения)

расцвет оболит, причем наиболее благоприятные условия для их существования были на севере Эстонии. В результате перерыва в осадконакоплении (конец ладожского времени) накопившиеся осадки претерпели значительную подводную эрозию, а в ряде районов (запад Ленинградской области) оказались полностью уничтоженными. Впоследствии ладожские отложения были перекрыты песками тосненской свиты. Последовательность фациальных зон тосненских песков свидетельствует о том, что береговая линия занимала положение несколько южнее Балто-Ладожского глинта, что подтверждается расчетами показателей относительной изменчивости мощностей фосфоритовых отложений в различных направлениях [Ермоленко, 1973]. По этим данным наибольшая изменчивость мощностей фосфоритоносных отложений отмечается в направлении с севера на юг, т.е. перпендикулярно береговой линии бассейна седиментации.

В целом пески тосненской свиты представляют собой отложения регрессирующего водоема. Существование течений и непрерывное перемешивание вод в мелких частях тосненского бассейна (о чем свидетельствует характер косої слоистости отложений) препятствовали формированию зон повышенной концентрации фосфора. Вследствие этого образовались не ракушечниковые конгломераты, а мелкодетритовый тип органогенных фосфоритов. Первичноотложенный раковинный материал ладожской свиты в тосненское время дробился и перемешивался с кварцевым песком; обломки раковин в тосненской свите, как правило, хорошо отшлифованы и отполированы и, занимая наиболее устойчивое положение, ориентированы выпуклой стороной вверх. Оптимальные условия обитания брахиопод были связаны с мелководной зоной шельфа, где количество фосфора в воде было достаточным для формирования раковин. При перемыле осадков в активной гидродинамической среде обломочный материал и целые створки раковин сортировались по крупности и измельчались. Характерно, что более крупные обломки оболит накапливались в относительно крупнозернистых песках вблизи береговой линии, т.е. на участках обитания организмов. В результате промышленные локальные залежи фосфоритов в зоне шельфа приурочены к приглинтовой полосе береговой линии.

Глубина залегания, м	Разрез фосфоритовой фации		Мощность, м	Содержание, %	
	Литологическая колонка	Тип породы		P ₂ O ₅	Н.о.
45.75 45.95		Песчаники с содержанием желваков фосфоритов. 53,5%	0,20	9,8	58,5
46.03		Фосфоритная плита	0,08	18,6	39,6
46.25		Песчаники с содержанием желваков фосфоритов, 76,9%	0,22	13,0	52,0
46.35		Желваки фосфоритов	0,10	17,0	42,7
		Фосфоритная плита	0,05	15,0	49,8
46.40 46.70		Песчаники с содержанием желваков фосфоритов, 66,6%	0,30	10,8	57,2
46.80		То же. 24,5%	0,10	4,6	17,9

Рис. 2. Строение разреза фосфоритовой фации Мстиславльского месторождения (по св. 169)

Более поздняя доломитизация пород фосфоритонесной толщи привела к возникновению вторичных литологических разностей на базе исходной кварцевой песчаной породы (пески с конкрециями, конкреционные и плотные песчаники). Интенсивная доломитизация фосфоритной толщи отмечается только на Кингисеппском месторождении (рис. 1). К западу и востоку от него доломитизация практически затухает [Ермоленко, 1973]. Это свидетельствует о том, что фосфатная серия Кингисеппского месторождения образовалась в специфических условиях, отличных от условий формирования фосфоритов в остальной части Прибалтийского бассейна. По-видимому, процесс доломитизации оболовых песков был связан здесь с зонами тектонических нарушений.

Фосфоритонесные отложения востока Белоруссии более молодые по возрасту. Здесь фосфориты содержатся в отложениях меловой, палеогеновой и четвертичной систем [Богомолов, Ермоленко, 1981]. Практический интерес представляют фосфоритонесные отложения сеноманского яруса меловой системы. Геологическая история меловых отложений в области развития сеноманских фосфоритов достаточно хорошо известна [Архангельский, 1927]. На территории Белоруссии фосфоритонесные отложения выявлены в долине р. Сож на глубине от 5 до 50–60, местами до 80 м. Фосфоритовая фация наиболее полно представлена на Мстиславльском месторождении (рис. 2).

Характер и состав фосфоритонесных отложений в Белоруссии говорит о том, что это типичные мелководноморские образования платформенного типа. Наблюдаемая ритмичность в строении продуктивной толщи обусловлена чередованием трансгрессивных и регрессивных фаз. При

этом, судя по составу отложений и заключенной в них фауне, галечниковые фосфориты связаны с трансгрессивными, а желваковые (местами переходящие в фосфоритовую плиту) — с регрессивными частями ритмов. Фосфориты, по-видимому, концентрировались в верхней части шельфа. Небольшая глубина их накопления подтверждается значительным количеством обуглившихся растительных остатков и присутствием в фосфоритах и вмещающих породах скелетных обломков кремнеорганизованных. Наличие зубов и чешуи рыб, копролитов, кокколитофорид, фораминифер, иноцерамов, губок и их детрита, а также микробовое строение фосфатного цемента на отдельных участках указывают на довольно спокойную гидродинамическую обстановку, нормальную соленость воды, теплый климат осаднения фосфатоносных илов [Копысов, Михайлова, 1979]. Эти осадки интерпретируются как образования зоны смешения речных и подземных вод суши с глубинными водами открытого моря, обогащенными биогенными элементами [Ермоленко, Урьев, 1981].

Материалы по фосфоритоносным отложениям Прибалтики и Белоруссии, представляющим собой две разнотипные ф-формации на западе Русской плиты, позволяют внести некоторые уточнения и дополнения в представления о генезисе и эволюции ф-формаций.

Как известно, различные представления о природе фосфатного вещества в фосфоритах и закономерностях распределения фосфора в морских водоемах предопределили возникновение двух основных гипотез образования морских фосфоритов: биолитную [Архангельский, 1927; Самойлов, 1921] и хемогенную [Казак, 1939]. Последняя, как известно, в свое время получила широкое признание как в СССР, так и за рубежом. Однако океанические исследования 60—80-х годов ставят под сомнение ряд ее положений. Установлено, в частности [Бушинский, 1969], что восходящие течения со значительным перепадом парциального давления CO_2 с глубиной возможны только в океанах, тогда как ни один из фосфоритоносных бассейнов геологического прошлого не отвечает сколько-нибудь бесспорно этому местоположению. Более того, в океанах химическая садка фосфатов отсутствует даже в областях восходящих течений [Батурин, 1978]. Доказана также невозможность существования морской фауны в зоне химического осаднения фосфатов вследствие избытка CO_2 и недостатка O_2 ; не установлены гибельные последствия для бентоса холодных глубинных вод в зоне их подъема на шельф [Либрович, 1965]. Остается спорным осаднение чисто химическим путем каких-либо соединений за исключением карбонатов и легко растворимых солей. Кроме того, хемогенная гипотеза не может объяснить связь между образованием залежей фосфоритов и колебаниями уровня моря. Идеи хемогенной гипотезы оказываются особенно несостоятельными для объяснения накопления фосфоритовых залежей во внутриконтинентальных морях [Страхов, 1971]. Исследования зернисто-ракушечниковых фосфоритов Прибалтики и желваковых фосфоритов Белоруссии также позволяют усомниться в правомерности ряда ее положений.

Охарактеризованная выше фосфоритоносная толща Прибалтийского бассейна представляет собой сложную совокупность рудных залежей, сформированных в несколько последовательных этапов, соответствующих сменам условий осадконакопления, и отражает заметное влияние многочисленных вторичных факторов. Обширный геологический материал позволяет утверждать, что фосфоритоносная толща образовалась в условиях отступающего моря, обусловивших резкую фациальную изменчивость пород как по площади, так и в разрезе. В пользу этого свидетельствуют значительное разнообразие состава пород в разрезе продуктивной

толщи, различия в составе и степени сохранности фауны, наличие в разрезе поверхностей размыва, указывающих на дискретный характер седиментации. Накопление остатков оболуд происходило в прибрежной зоне относительно мелководного бассейна, где на перераспределение и транспортировку обломочного материала существенно влияла волноприбойная деятельность моря, что подтверждается характерной для верхних слоев фосфоритоносной толщи косою слоистостью, прослойками конгломератов и седиментационных брекчий, присутствием на контакте с подстилающими породами хорошо окатанных галек песчанистого фосфорита. Песчано-алевритовый состав осадков, характер их залегаания, а также изменение степени окатанности и сортировки зерен свидетельствуют об интенсивности размыва и переотложении осадков в условиях колебания уровня моря. Присутствие глинистых и алевритовых частиц в зернах фосфатов (при их отсутствии в цементе пород) в сочетании со степенью сохранности фауны указывает на то, что некоторая часть фосфоритов могла образоваться за счет интенсивного перемыва фосфоритовых залежей во время штормов.

Все эти факты никак не объяснимы с точки зрения хемогенной гипотезы, тем более если учесть, что химическая садка фосфатов в зоне фотосинтеза весьма ограничена ввиду быстрого поглощения фосфатов планктоном. В условиях Прибалтийского бассейна наглядно выступает связь между фосфорсодержащими организмами и залежами фосфоритов, представляющими собой типичные биолитные осадочные породы. Желваковые фосфориты Белоруссии образовались в условиях внутриконтинентального морского бассейна также в зоне мелкого шельфа, для которого были характерны локальные переотложения осадков, неоднократный их перемыв, конкрециеобразование, приведшее к формированию в определенных слоях разреза желваков.

Предполагается, что фосфор на дно водных бассейнов поступал с отмершими организмами [Бушинский, 1979], а не химическим путем. И образование фосфоритов происходило не в результате каких-то неблагоприятных условий для жизни организмов, а, наоборот, вследствие таких условий, которые способствовали расцвету органической жизни. Естественное отмирание организмов, содержащих фосфор, приводило в конечном счете к фосфоритообразованию. При этом области, благоприятные для расцвета биоса, существовали в местах восходящих течений на шельфах вблизи устьев больших рек, обеспечивавших приток значительных количеств питательных веществ, прежде всего растворенного фосфора, что способствовало развитию значительных биомасс планктона. В условиях северо-востока Белоруссии, по-видимому, поставщиком фосфатного материала в палеоводоем была р. пра-Сож.

Таким образом, вышеизложенные обстоятельства свидетельствуют в пользу биохимической теории происхождения фосфоритоносных пород Г.И. Бушинского [1979]; и, пожалуй, наиболее убедительно объясняет некоторые вопросы фосфоритообразования и в первую очередь формирование фосфоритовых залежей в связи с размывом и переотложением осадков.

Рассмотренные выше отдельные аспекты фосфоритообразования, его эволюции, помимо научного, имеют важное практическое значение. Критический анализ этих аспектов (как спорных, так и бесспорных) будет способствовать выработке поисковых критериев на фосфориты, что особенно важно для таких районов, как Белоруссия, где фосфоритоносные формации еще недостаточно изучены.

В образовании различных фосфоритоносных ф-формаций и их распространении наблюдается определенная стратиграфическая приуроченность, 212

свидетельствующая о существовании эпох, благоприятных для фосфатонакопления в крупных регионах. Причины этого явления еще недостаточно изучены. Полиформационное положение фосфоритов позволяет предположить возможность образования фосфоритоносных формаций различными путями. Научно обоснованная теория фосфоритонакопления, создание которой — дело будущего, должна учитывать не отдельные аспекты фосфатной геологии, а весь комплекс ее вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д.* Стратиграфические и геологические условия образования русских фосфоритов. — В кн.: Фосфориты СССР. Геолком. М.—Л., 1927 с. 1—12.
- Батурин Г.Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Богойлов Г.В., Ермоленко В.А.* Фосфориты: Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. 120 с.
- Бушинский Г.И.* Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 103 с.
- Бушинский Г.И.* Литологические идеи А.Д. Архангельского и их дальнейшее развитие. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 12, с. 30—43.
- Ермоленко В.А.* Основные вопросы геометризации фосфоритовых месторождений Прибалтийского бассейна в связи с их разведкой и разработкой: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Л.; ВСЕГЕИ, 1973. 24 с.
- Ермоленко В.А., Урьев И.И.* Фациально-структурные закономерности фосфатонакопления в связи с прогнозированием фосфоритовых руд в Белоруссии и Прибалтике. — В кн.: Материалы по геологии кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981, с. 183—201.
- Казков А.В.* Фосфатные фации: Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. М., 1939. 108 с. (Тр. НИУИФ; Вып. 145).
- Колысов Ю.Г., Михайлова Л.Н.* О вещественном составе альб-сеноманских фосфоритов и вмещающих пород юго-запада Московской синеклизы и смежных регионов. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 127—134.
- Либрович В.Л.* Гипотеза образования фосфоритов А.В. Казкова и фациально-тектонические факторы фосфатонакопления. — В кн.: Материалы к совещанию "Общие закономерности геологических явлений". Л.: Наука, 1965, вып. 1, с. 361—370.
- Самойлов Я.В.* Биолиты как орудие постижения жизни прежних геологических эпох. — Природа, 1921, т. 1, с. 26—43.
- Соколов А.С.* Литология фосфоритоносных отложений — главный путь установления закономерностей образования и размещения фосфоритов. — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 3—12.
- Страхов Н.М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 608 с.
- Шетский Н.С.* Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 3. 348 с.
- Яншин А.Л.* Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5, с. 3—30.

Н.А. Созинов, О.В. Горбачев

УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Принципиальное значение в формационном анализе осадочных образований имеет сопоставление однотипных, но разновозрастных формаций, неоднократно возникавших в течение геологической истории, что позволяет выявить характерные черты их эволюционного развития. Одним из наиболее благоприятных объектов для исследований подобного рода могут стать отложения, обогащенные углеродистым веществом и целым комплексом рудных и рассеянных элементов, которые возникали в определенных историко-геологических условиях на протяжении всей истории Земли.

Наиболее древние углеродсодержащие породы, биогенная природа которых подтверждается палеобиологическими и изотопными данными, отмечаются уже в раннем архее [Brooks et al., 1973; Shopf, 1975].

В современную эпоху процесс накопления углеродистого (органического) вещества можно наблюдать в акваториях внутриконтинентальных морей, например Черного и Балтийского, и на шельфе ряда окраин материков, например на шельфах Калифорнийском и Юго-Западном Африки.

В зависимости от главных членов парагенезисов выделяются четыре формационных типа углеродистых отложений: терригенно-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-кремнисто- (карбонатно)-углеродистый [Созинов, Сидоренко, 1976].

Как показали исследования последних лет, углеродистые и углеродсодержащие породы являются широко распространенной и неотъемлемой составляющей осадочно-метаморфических толщ в пределах практически всех известных нам докембрийских регионов [Св.А. Сидоренко, А.В. Сидоренко, 1975; Созинов, Сидоренко, 1981]. Изотопные соотношения углерода позволили достаточно отчетливо показать биогенную природу углерода этих отложений, причем в большинстве случаев соотношения изотопов углерода в докембрийских карбонатах, ассоциирующих с углеродистыми породами, близко к таковому для среднего современного морского карбоната [Сидоренко и др., 1974; Schidlowski et al., 1975].

Количественные подсчеты показывают, что наиболее характерная ассоциация пород, содержащая свободное углеродистое вещество в раннем докембрии, — глинистые сланцы и обычные или высокоглиноземистые гнейсы. Относительно реже углеродсодержащие породы встречаются в ассоциации с карбонатными породами. Еще реже углеродсодержащими бывают кварциты и кварцито-песчаники. Намечается аналогия с эмпирически установленным фактом встречаемости органического вещества в глинах, карбонатных породах и в песчаниках, который известен для осадочных пород фанерозоя [Св.А. Сидоренко, А.В. Сидоренко, 1975].

Тем не менее в докембрии присутствуют все перечисленные выше формационные типы биогенных углеродистых отложений. По-видимому, наиболее представительными докембрийскими породами являются высокоглиноземистые сланцы, обогащенные тонкорассеянным графитоподобным веществом. Примером могут служить кианитовые сланцы свиты кейв на Кольском полуострове, являющиеся метаморфизованными аналогами каолинистых глин.

Для карбонатно-углеродистых отложений докембрия отмечается постепенное увеличение степени карбонатности углеродистых пород от архей-

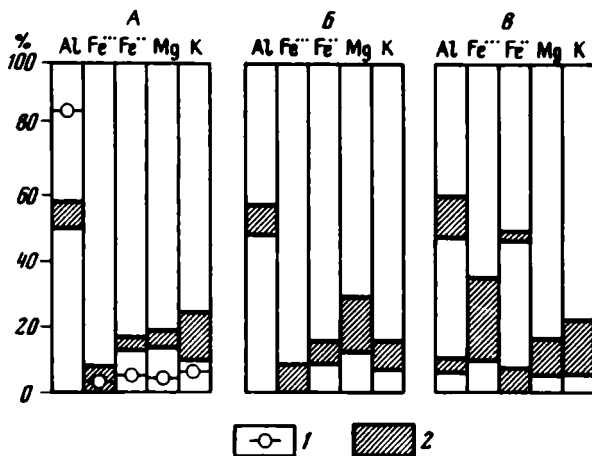


Рис. 1. Состав глинистых компонентов метапелитов из углеродистых отложений различных формационных типов

А — терригенно-углеродистый тип: подтипы: 1 — высокоглиноземистый, 2 — гидрослюдистый; Б — карбонатно-углеродистый тип; В — кремнисто-углеродистый тип

ских формаций к верхнедокембрийским, отражающее общую тенденцию к дифференцированности состава пород осадочных формаций во времени, обусловленную, по-видимому, характером эволюции тектонического режима развития земной коры.

В целом, несмотря на ряд отличий в условиях формирования докембрийских и фанерозойских углеродистых отложений, основные группы породных ассоциаций (формационных типов углеродистых пород) прослеживаются от раннего докембрия до современных отложений.

Необходимо более детально остановиться на анализе состава глинистого компонента углеродистых пород как одного из главных составляющих углеродсодержащих сланцев. Как показано в целой серии работ [Фаціальные типы..., 1973; Акульшина и др., 1976; Зхус, 1966], состав глинистых компонентов тесно связан с условиями формирования углеродистых осадков. Так, по данным Дж. Гринсмита [1981], на профиле морского осадконакопления (от прибрежных условий к глубоководным) соотношение между основными группами глинистых минералов, таких, как каолинит+гидрослюда (иллит) — монтмориллонит-хлориты (+глауконит), достаточно постоянны, и их ассоциации приблизительно соответствуют условиям осадконакопления терригенно-углеродистых (гидрослюда+каолинит с незначительной примесью монтмориллонита), карбонатно-углеродистых (гидрослюда со значительной примесью монтмориллонита) и кремнисто-углеродистых (гидрослюда + монтмориллонит с существенной примесью хлорита и глауконита) осадков.

Реконструкция первичного состава глинистой составляющей докембрийских углеродистых формаций по методике информативных компонентов [Предовский, 1976] показала (рис. 1), что для отложений терригенно-углеродистого типа (см. рис. 1, А) характерны пелиты каолинитового типа (А, 1) и гидрослюдистые глины с незначительной примесью монтмориллонита (А, 2). В отложениях углеродисто-карбонатной формации (см. рис. 1, Б) преобладают пелиты существенно-гидрослюдистого состава нередко со значительной примесью монтмориллонита. Для пород крем-

нисто-углеродистой формации (см. рис. 1, В) наряду с гидрослюдистым компонентом существенное место занимают глауконит и хлориты железистого ряда.

Аналогичный характер распределения глинистых компонентов фиксируется и в неметаморфизованных углеродсодержащих отложениях фанерозоя [Акульшина и др., 1978; Баженова и др., 1978; Лоог, 1978]. Сходство состава глинистых компонентов в докембрийских отложениях (по расчетным данным) и в отложениях фанерозоя свидетельствует об отсутствии принципиальных отличий в условиях формирования углеродисто-глинистых осадков в фанерозое и докембрии.

Примеры геологических разрезов неметаморфизованных отложений фанерозоя и их метаморфических аналогов, относимых к терригенно-углеродистому формационному типу, приведены на рис. 2 (А).

Комплекс пород описываемого формационного типа представлен переслаивающимися высокоуглеродистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и их метаморфизованными эквивалентами. Характерные особенности этого формационного типа — смешанный минеральный состав глинистого материала (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит) и обилие тонкорассеянного углеродистого вещества, пигментирующего основную ткань породы (до 10% и более). Как правило, осадки рассматриваемых формаций залегают на размытой поверхности подстилающих пород и являются отложениями мелководных бассейнов начальных циклов трансгрессий. Характерно накопление осадков в обстановке сероводородного заражения придонных вод.

Общая тенденция для отложений терригенно-углеродистой формации — уменьшение общего объема этого типа углеродистых отложений как индивидуализированных геологических тел в интервале от докембрия до кайнозоя. Одновременно отмечается, что удельный вес высокоуглеродистых отложений в целом для фанерозойских отложений выше, чем для докембрийских, что, вероятно, связано с общей тенденцией эволюции плактогенного и бентогенного накопления органического вещества в морских осадках [Страхов, 1963].

Существенно меняется и морфология бассейнов, в которых отлагались углеродистые осадки. Локальные мелководные докембрийские бассейны, сформированные на жестком основании, сменяются в фанерозое обширными мелководными бассейнами пассивных окраин платформ.

Карбонатно-углеродистые формации представляют собой также устойчивую во времени породную ассоциацию. Примеры отложений этого типа приведены на рис. 2 (Б).

Как видно из приводимого материала, отложения карбонатно-углеродистой формации имеют тенденцию изменения во времени, аналогичную отмеченной ранее для терригенно-углеродистой формации: общее сокращение мощностей формации от докембрия к кайнозю при одновременном увеличении удельного веса высокоуглеродистых пород в составе формаций. Обширные водоемы протомиогеосинклинального типа, в которых формировались углеродистые отложения, характерные для докембрийского этапа, начиная с палеозоя сменяются внутриконтинентальными морскими и озерными бассейнами платформенного типа.

Кремнисто-углеродистый тип формаций также пользуется широким распространением в отложениях докембрия и фанерозоя всех континентов (см. рис. 2, В). Особенность этого формационного типа — нередко ритмичное чередование кремнистых и кремнисто-углеродистых сланцев при подчиненном значении сланцев глинистого состава.

Для большинства пород характерны тонкослоистые текстуры, высокое

содержание органического вещества (до 50—70%), небольшое количество терригенного материала. Очень характерна тесная приуроченность углеродистых сланцев к участкам развития фаций, переходных между кремнистыми и карбонатными, хотя удельный вес карбонатных осадков в этом типе формаций невелик.

Анализ палеофациальных условий формирования докембрийских (нижнепротерозойских) наиболее типичных образований этого типа [Жданова, 1971; Goodwin, 1962] показывает, что, как правило, бассейны, где происходило накопление углеродистого вещества, были мелководными, зачастую лагунного типа, с низким окружающим рельефом. Вносимом материале преобладали продукты интенсивного химического выветривания.

Максимального развития отложения кремнисто-углеродистого типа получили в позднем докембрии и палеозое (протяженные полосы металлоносных черных сланцев в Евразии и на других континентах), что связано с реализацией нового тектонического стиля развития земной коры с появлением обширных континентальных окраин. В мезозое и кайнозое намечаются значительные сокращения этого типа формации.

Современное накопление кремнистых осадков, обогащенных органическим веществом, отмечается, например, в районе Перуанского побережья Тихого океана.

Апвеллинговая модель накопления углеродисто-кремнистых осадков, по-видимому, имела место и в более ранние геологические эпохи. В наиболее полном виде — как сочетание двух фациальных зон — морской шельфовой фации, обогащенной органикой и континентально-лагунной с признаками аридности климата на континенте, — эту модель можно наблюдать в отложениях формации Фосфория.

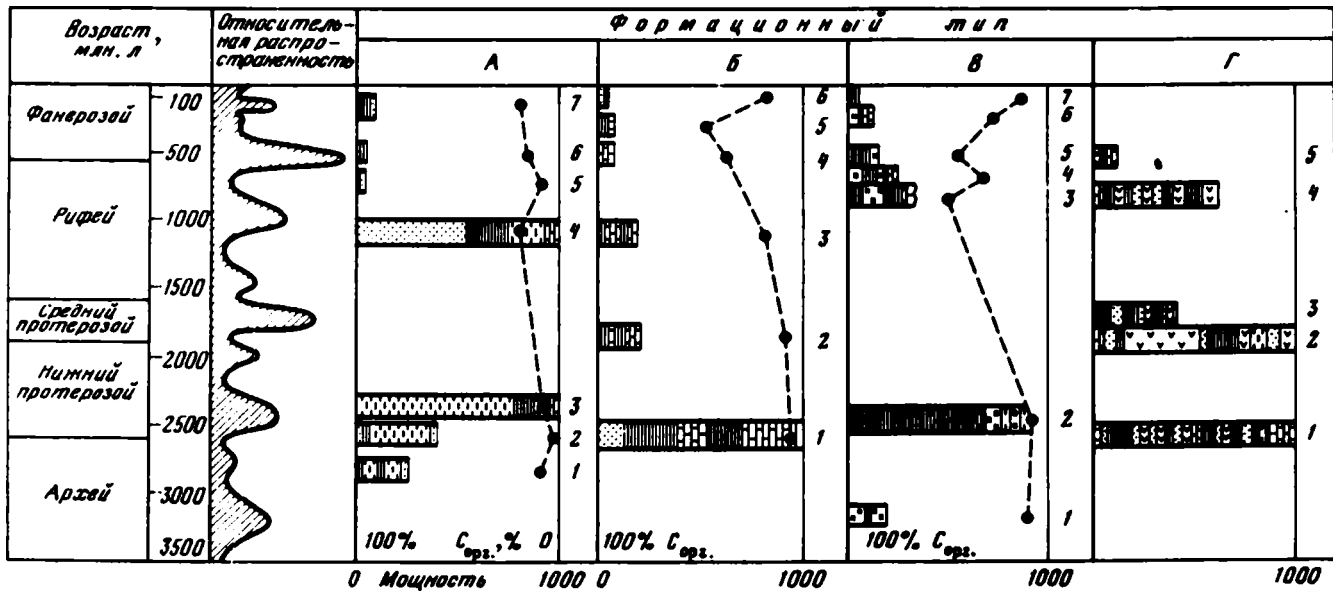
Начиная с верхнего протерозоя достаточно четко различаются платформенный и геосинклинальные типы кремнисто-углеродистых формаций. Первый, как правило, представлен отложениями эпи- и внутриконтинентальных мелководных бассейнов с мощностью, не превышающей первых десятков метров. В геосинклинальных разрезах углеродистые породы несут признаки глубоководности (фации подводного склона и т. д.). Суммарная мощность формаций здесь сотни метров, реже — тысячи.

Характерная особенность ряда протерозойских и палеозойских кремнисто-углеродистых формаций — переход по латерали кремнисто-углеродистых осадков в фосфоритовые. В раннем докембрии такие фациальные замещения не отмечаются. Можно предположить, что фосфатонакопление, тесно ассоциирующее с накоплением углеродистых толщ, тесно связано с механизмом формирования геосинклинальных структур и связанных с ними континентальных окраин.

Вулканогенно-углеродистые формации также достаточно широко распространены как в докембрии, так и в более поздние эпохи (см. рис. 2, Г). Этот тип формаций характерен для ранних стадий развития геосинклинальных зон.

Комплекс пород формации обычно представлен переслаиванием углеродистых кремнистых или карбонатных сланцев, яшм, известняков, доломитов, иногда грубых кlastических пород с продуктами подводного вулканизма; характерно наличие многих горизонтов углеродистых сланцев.

Несмотря на достаточно четкую связь углеродистых отложений с вулканогенными образованиями, детальный анализ эпох накопления углеродистого вещества показывает, что наиболее тесная ассоциация углеродистого вещества отмечается не с вулканогенными, а с карбонатными, кремнистыми и глинистыми фациями. В эпохи интенсивного накопления вулка-



ногенного материала, т. е. в периоды максимальной тектонической активности, накопление органического вещества сокращалось или прекращалось совсем.

В целом, так же как и предыдущий формационный тип, вулканогенно-углеродистый тип формаций наибольшего распространения достигает в эвгеосинклинальных отложениях нижнего палеозоя. В мезозойских геосинклинальных отложениях роль этого формационного типа также заметно снижается.

Особого внимания заслуживает геохимический аспект проблемы эволюции углеродистых формаций в истории Земли.

Углеродистые отложения перечисленных формационных типов обычно содержат в повышенных концентрациях комплекс таких элементов, как фосфор, марганец, ванадий, серебро, золото, молибден, редкие земли и ряд других элементов и могут рассматриваться в качестве уникальных геохимических аккумуляторов указанных элементов. Общеизвестно, что в процессе жизнедеятельности и после захоронения органическое вещество способно усваивать из морских вод ряд малых и рассеянных элементов [Вернадский, 1955; Виноградов, 1935–1944; Манская, Дроздова, 1964].

Естественный интерес вызывает характер изменения содержания перечисленных элементов в составе ископаемого органического вещества в течение геологической истории Земли. Для этой цели были использованы как литературные данные, так и материалы авторов по распределению малых элементов в углеродистых (с содержанием $C_{орг} > 10\%$) формациях в возрастном интервале от архейских пород с абсолютным возрастом более 2,6–3 млрд. лет до современных осадков (рис. 3). Как видно из приводимой диаграммы, такие элементы, как никель, кобальт, хром, молибден, медь, серебро, цинк, ванадий, свинец, уран, фосфор и стронций, содержатся в повышенных концентрациях. В метаморфизованных формациях фанерозоя содержания отдельных элементов (ванадий, уран, серебро, молибден и ряд других) обнаруживают количественную взаимосвязь с органическим веществом. Абсолютные содержания

Рис. 2. Относительная распространенность углеродистых отложений различных формационных типов в докембрии и фанерозое

(Цифры и буквы на схеме) А — тарригенно-углеродистый тип: 1 — графитовые гнейсы Украинского щита [Семеновко, Жуков, 1955], 2 — свита кейв [Бельков, 1963], 3 — графитовые сланцы Ярогинского grabena [Березкин, 1971], 4 — углеродистые сланцы Сино-Корейского щита [Геология Кореи, 1964], 5 — сланцы Мансан [Whit, Wright, 1954], 6 — граптолитовые сланцы Прибалтики [Кивимяги, Лоог, 1973], 7 — баженовская свита Западно-Сибирской плиты [Плумен, 1971б]. Б — карбонатно-углеродистый тип: 1 — углеродисто-карбонатная подсистема верхней свиты (К₁) криворожской серии [Калеев, 1966], 2 — шунгитовая толща [Харитонов, 1938], 3 — шарыкская свита Кокчетавского массива [Созинов, 1975], 4 — сланцы Мансфельд [Kautzsch, 1942], 5 — Общесырское месторождение горячих сланцев [Яхунта, 1973], 6 — современные осадки Черного моря [Страхов, 1962]. В — кремнисто-углеродистый тип: 1 — графитовые сланцы серии Симанду [Михайлов, 1969], 2 — серия Анимики [James, 1968], 3 — район Джебагы [Холодов, 1973], 4 — свита Шинсай, Северный Кавказ, 5 — Северный Телек, Казахстан или [Королев, 1962], 6 — формация Фосфория [McKelvey et al., 1953], 7 — кремнистые илы Охотского моря [Жузе, 1962]. Г — вулканогенно-углеродистый тип: 1 — Лаврадорский трог [Harrison, 1953], 2 — свита Претория [Дю-Тойт, 1957], 3 — шунгиты Карелии [Галдобина, Горлов, 1975], 4 — тамальская свита [Мкртычян, 1971], 5 — Кузнецкий Алату [Мкртычян, 1971]

1 — углеродистые сланцы; 2 — высокоуглеродистые породы; 3 — песчаные породы; 4 — глины и глинистые сланцы; 5 — карбонатные породы; 6 — кремнистые породы; 7 — вулканиты; 8 — среднее содержание $C_{орг}$; 9 — периоды накопления ОВ

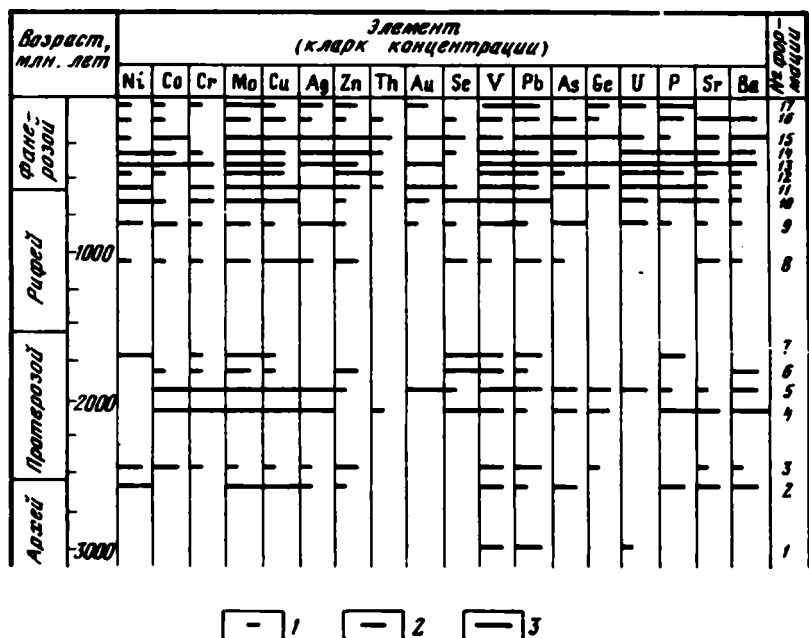


Рис. 3. Распределение малых элементов в углеродистых формациях докембрия и фанерозоя

Цифры на схеме: 1 — серия Судан, Канада [Cloud et al., 1965], 2 — графитовые сланцы Прибайкалья [Остапенко и др., 1970], 3 — графитовые сланцы Приазовья, 4 — тимская свита КМА, 5 — сланцы Оутокумпу [Peltola, 1960], 6 — углеродистые сланцы нагорья Сангилен [Боровская и др., 1966], 7 — серия Винхья (Индия) [Murty et al., 1962], 8 — сланцы Нансач [Vine, Tourtelot, 1970], 9 — Алтай-Саянская область [Жданова, 1971], 10 — углеродистые сланцы Центральной Азии, 11 — Сино-Корейский щит, 12 — Кольм Швеции [Bates, Strahl, 1957], 13 — сланцы Чаттануга [Vine, Tourtelot, 1970], 14 — Фосфория [там же Vine, Tourtelot, 1970], 15 — Купфершифер (ГДР, ФРГ) [Ведеполь, 1964], 16 — Грин-Ривер [Vine, Tourtelot, 1970], 17 — современные осадки, обогащенные Сорг [Батурин и др., 1967]. Кларки концентраций: 1 — 2–5; 2 — 5–10; 3 — > 10

элементов могут значительно варьировать в зависимости от условий накопления и последующих вторичных преобразований формаций, тем не менее характерный набор элементов остается постоянным. Эти данные подтверждают мысль В.И. Вернадского [1955] о постоянстве химического состава живых организмов в течение геологической истории Земли.

Заметное влияние на изменение состава и содержаний малых элементов в углеродистых отложениях оказывают факторы, связанные со вторичными изменениями и метаморфизмом органического вещества. Кларк концентрации свинца, мышьяка, германия, урана, фосфора, стронция, бария, цинка, молибдена для метаморфизованных докембрийских формаций оказывается значительно ниже, чем для неметаморфизованных пород фанерозоя. Более того, для формаций, прошедших амфиболитовую и гранулитовую фации метаморфизма, отмечаются минимальные концентрации указанных элементов. Метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений этих металлов и их сорбционных связей, что вызывает их перераспределение, а иногда и формирование вторичных рудных скопелений.

Другие элементы (никель, кобальт, хром, медь, серебро, торий, ванадий), т. е. элементы, обладающие наиболее прочной связью с органической составляющей пород, оказываются более консервативными по отношению к метаморфическим преобразованиям осадков.

Таким образом, можно констатировать достаточное единообразие в спектре элементов, обладающих повышенными концентрациями в породах углеродистых формаций на всем обозримом интервале геологической истории Земли. Последнее, по-видимому, связано с тем, что основными накопителями органического вещества в этих отложениях были низшие морские организмы, обладавшие удивительным постоянством состава макро- и микроэлементов, практически не обнаруживая региональных колебаний [Moore, Boström, 1978]. Такая консервативность их состава связана, по-видимому, с тем фактом, что их эволюционное развитие завершилось на самых ранних этапах геологической истории.

Возвращаясь к вопросу об эволюции накопления углеродистых отложений на протяжении геологической истории, следует остановиться на масштабах этого процесса. На приводимой диаграмме (см. рис. 3) видна относительная распространенность углеродистых формаций в докембрии и фанерозое. Учитывая все вышесказанное с учетом проводимой диаграммы, можно констатировать, во-первых, что распространенность свободного биогенного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия вполне сопоставима с распространенностью органического углерода в основных типах осадочных горных пород фанерозоя, во-вторых, в докембрии, как и в последующие эпохи, процесс формирования толщ, обогащенных органогенными углеродом, носил периодический характер, причем периодичность этого процесса тесно связана с тектонической жизнью Земли [Страхов, 1963; Св.А. Сидоренко, Теняков, 1978].

Таким образом, выявляются две группы факторов, влияющих на характер развития углеродистых формаций во времени. К первой относятся факторы, связанные с общим эволюционным развитием геологических процессов земной коры: режим тектонического развития геоструктур, соотношение между седиментацией и вулканизмом, эволюция биосферы. Эти факторы контролировали масштабы проявлений углеродистых формаций и соотношения между отдельными формационными типами в различные геологические эпохи. Ко второй группе относятся факторы, определяющие специфическое единообразие углеродистых формаций на протяжении всей геологической истории, что и позволяет отнести их к группе сквозных формаций. Сюда относятся: 1) универсальность биохимических процессов, приводящих к концентрации химических элементов в биогенных осадках, что по-видимому, связано с преобладающей ролью в этих процессах низших морских организмов, эволюция которых практически завершилась на ранних этапах геологической истории Земли; 2) постоянство основных геохимических систем, приводящих к накоплению углеродистого вещества в осадках и представленных ассоциациями: карбонат+углерод, аморфный кремнезем — углерод, высококоллоидные системы (глинистые минералы) — углерод, — систем, существовавших уже на ранних этапах докембрийской истории. Сочетанием этих двух групп факторов и объясняется как сквозной характер углеродистых формаций в истории литосферы, так и те специфические особенности их состава и распространенности, которые выявляются при их рассмотрении в историческом аспекте.

- Акульшина Е.П., Казанский Ю.П., Петров В.Г.* и др. Углеродистые отложения докембрия Енисейского края, их литолого-геохимическая характеристика и условия формирования. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 72—74.
- Анкинович С.Г., Анкинович Е.А.* Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356—374.
- Баженова Т.К., Ивановская А.В., Илатов Ю.И.* и др. Углеродистые толщи верхнего докембрия и нижнего палеозоя Сибирской платформы (литолого-геохимические особенности, условия формирования, некоторые черты металлогении). — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 49—51.
- Батурин Г.Н., Коченов А.В., Шимкус К.М.* Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей. — Геохимия, 1967, № 1, с. 41—49.
- Бельков И.В.* Кизанитовые сланцы свиты кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.
- Березкин В.И.* Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субчанского и Чульманского грабенов Алданского щита. — В кн.: Геология и золотосодержание докембрия Якутии. Якутск, 1971, вып. 19, с. 146—164.
- Глинистые минералы как показатели условий литогенеза / Е.П. Акульшина, В.И. Будников, Ю.В. Давыдов и др. Новосибирск: Наука, 1976. 189 с.
- Боровская И.С., Мыслякина В.С., Волкова Л.В.* Рифейские фосфориты Сангилены (юго-восток Тувы). — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1966, с. 91—100.
- Ведельполь К.Г.* Геохимическое и петрографическое исследование "медистого сланца" в северо-западной Германии. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 398—414.
- Варнадский В.И.* Биохимические очерки, 1922—1932. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 198—210.
- Виноградов А.П.* Химический элементарный состав организмов моря. М.: АН СССР, 1935—1944, ч. 1—3. (Тр./ Биохим.лаб. АН СССР; № 3, 4, 6).
- Галдобина Л.П., Горлов В.И.* Шунгит-содержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 161—163.
- Геология Кореи. Л.: Недра, 1964. 256 с.
- Голованок В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
- Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 254 с.
- Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 450 с.
- Жданова Л.В.* Распределение радиоактивных элементов и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, Наука, 1971, с. 128—131.
- Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
- Зхус И.Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 279 с.
- Калинин Ю.К., Соколов В.А.* Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 155—160.
- Каллаев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
- Кивимяги Э.Е., Лоог А.Р.* Диктионемовые сланцы Эстонской ССР. — В кн.: Формации горячих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 11—17.
- Королев В.Г.* К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1962, вып. 3, с. 18—35.
- Кулиш Е.А.* Докембрийский фундамент материковой части Дальнего Востока и его литолого-петрографический состав. — В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1978, с. 5—11.
- Курдюков А.А.* Окислительно-восстановительные свойства горных пород, вмещающих урановое оруденение в черных сланцах. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 1, с. 130—133.
- Лоог А.Р.* Грантолитовые аргиллиты (диктионемовые сланцы) Эстонии и их рудоносность. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 66—68.
- Малахов А.Е., Варлаков А.С., Сидорен-*

- кое А.И. Петрографическая характеристика и некоторые геохимические особенности поведения элементов-примесей терригенно-карбонатных пород саткинских месторождений магнетита. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 208–232.
- Манская С.Д., Дроздова Т.В.** Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
- Михайлов Б.М.** Геология и полезные ископаемые западных районов Либрийского щита. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1969, вып. 167, с. 105.
- Мкртычян А.К.** Тамбовское месторождение фосфоритов (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск: Политехн. институт 1971. 26 с.
- Ордынец Г.Е.** К вопросу о возрасте углисто-кремнистых сланцев Ишимской Луки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 9, с. 54–60.
- Остапенко Ю.П., Кардаш В.Т., Маслов В.К.** Ванадиеносные породы в архейских отложениях Центрального Прибайкалья. Иркутск, 1970, с. 80–85. (Тр. Иркут. политехн. ин-та; Вып. 51).
- Плуман И.И.** Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления. — Геохимия, 1971а, № 9, с. 1138–1143.
- Плуман И.И.** Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты. — Геохимия, 1971б, № 11, с. 1361–1368.
- Предовский А.А.** Черты эволюции состава докембрийских метapelитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. филиал АН СССР, 1976, с. 15–30.
- Семаненко Н.П., Жуков Г.В.** Петровский графитоносный район. Киев: 1955. 95 с.
- Сидоренко А.В., Борцовский Ю.А., Борисова С.П.** и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия. — В кн.: Пятый Всесоюз. симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., 1974, с. 2–4.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.** Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. Вып. 277. 140 с.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А.** О глобальных "эпохах" накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций. — Докл. СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 190–194.
- Созинов Н.А.** Позднедокембрийская эпоха накопления осадочных сидеритов. — В кн.: Металлогения докембрия: Тез. докл. Л.: ВСЕГЕИ, 1975, с. 42–43. Ротпр.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А.** О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684–688.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А.** Карбонатно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 6, с. 23–32.
- Соколов В.А.** Геология и литология карбонатных пород среднего потурозоя Карелии. М.; Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
- Столлрова Л.М.** Петрология гнейсовой толщи Кольской серии юго-западной части Кольского полуострова: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 23 с.
- Страхов Н.М.** Основные теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1/2. 212 с.
- Страхов Н.М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
- Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). /М.Ф. Викулова, Ю.К. Буржов, А.В. Македонов и др. Л.: Недра, 1973. 288 с.
- Харитонов Л.Я.** Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 52 с. (Тр. Ленингр. геол. трест; Вып. 17).
- Холодов В.Н.** Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
- Шумлянский В.А., Горбунова А.М.** Некоторые черты гидротермального перераспределения химических элементов в микрокварцитах рудоносной углеродисто-кремнистой формации. — Тр. Ташкентского гос. ун-та, 1967, вып. 326, с. 215–226.
- Яхунта Р.В.** Верхнеюрская сланцевая формация. — В кн.: Формации горючих сланцев. Таплин: Валгус, 1973, с. 53–70.
- Bates T.F., Strahl E.O.** Mineralogy, petrology and radioactivity of representative samples of Chattanooga Shale. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, N 10, p. 1305–1314.
- Berkman D.A.** Geology of the Rum Jungli uranium deposits. — Atom. Energy Austral., 1970, vol. 13, N 1, p. 12–20.
- Brooks J., Muir M.D., Shaw G.** Chemistry and morphology of Precambrian microorganisms. — Nature, 1973, vol. 244, N 5413, p. 215–217.

- Cloud P.E., Gruner J.W., Hagen H.* Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation. — *Science*, 1965, vol. 148, N 3678, p. 1713—1716.
- Harrison J.M.* Iron formation of Ungava Peninsula, Canada. — In: C.r. 19 sess. congr. geol. intern., Alger, 1962. Alger, 1953.
- James H.L.* Sedimentary facies of the iron formation. — *Econ. Geol.*, 1968, vol. 49, N 3.
- Kautzsch E.* Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschifer. — *Ark. Lagerstätten*, 1942, N 74, s. 42.
- Marmo V.* On the sulphide and Sulphide-grafite schists of Finland. — *Bull. Commis geol. Finl.*, 1960, N 190.
- McKelvey V.E., Swanson R.W., Sheldon R.P.* The Permian phosphorite deposits of Western United States. — In: C. r. 19 sess. Congr. geol. intern., Alger, 1962. Alger, 1953.
- Marty P.S.N., Aswathanarayana U., Mahadevan C.* Geochemistry of the siliceous block shales of Nagarjuhasagar dam site, India. — *Econ. Geol.*, 1962, vol. 57, N 4, p. 614—616.
- Peltola E.* On the black Schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, 1960, N 192, p. 192.
- Moore C., Boström K.* The elemental composition of lower marine organisms. — *Chem. Geol.*, 1978, vol. 23, N 1, p. 1—9.
- Schopf W.* Precambrian paleobiology: Problems and perspective. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1975, vol. 3, p. 212—249.
- Shidlowski M., Eichman R., Junge Ch. E.* Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget. — *Precambrian Res.*, 1975, N 1, p. 1—69.
- Vine J.D., Tourtelot E.B.* Geochemistry of shale deposits — a summary report. — *Econ. Geol.*, 1970, vol. 65, N 3, p. 253—272.
- White W.S., Wright J.C.* The White Pine copper deposits Ontonagon County, Michigan. — *Econ. Geol.*, 1954, vol. 49, N 2, p. 675—716.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>В.Н. Холодов.</i> Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе	5
<i>Г.Н. Бровкав, А.Е. Мирошников.</i> Эволюция условий формирования стратиформных полиметаллических месторождений	34
<i>Е.Г. Гурвич, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын.</i> Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция	41
<i>Г.А. Мачабели, Д.Г. Саложников, Е.А. Соколова.</i> Основные этапы развития марганцевого рудного процесса в истории Земли	65
<i>Л.Ф. Наркелюк, В.С. Салихов, А.И. Трубочев.</i> Эволюция осадочного меденакопления	71
<i>Ю.Н. Занин.</i> Вопросы эволюции фосфоритообразования в истории Земли	79
<i>Н.И. Юдин.</i> Эволюция фосфатонакопления	87
<i>Н.Б. Вассович, Н.В. Лопатин, Е.И. Тараненко.</i> Эволюция нефтеобразования в древних отложениях	95
<i>В.С. Вышемирский.</i> Эволюция каустобиолитов в истории фанерозоя	102
<i>С.Г. Наручев, В.М. Бекетов.</i> Эволюция условий формирования сланцевосных отложений, богатых сапропелевым органическим веществом	114
<i>Ф.Г. Гурари, В.М. Гавшин.</i> Планктоногенные отложения фанерозоя как показатель устойчивости содержания в морской воде редких и радиоактивных элементов	123
<i>А.Н. Фомин, В.Ф. Шугуров.</i> Вещественно-петрографический состав нерастворимого рассеянного органического вещества в доюрских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирской плиты	134
<i>В.И. Седлецкий, Н.И. Бойко, В.С. Деревягин.</i> Эволюция галогенного и биогермного породообразования и их взаимосвязь в истории Земли	139
<i>Н.А. Росляков.</i> Поведение золота при корообразовании и осадконакоплении	142
<i>А.В. Македонов, И.Б. Волкова, А.Б. Гуревич, Н.В. Иванов, В.А. Котлуков, А.А. Семаринов.</i> Эволюция состава и распространения органического вещества и твердых горючих ископаемых	149
<i>Т.Д. Джумалиев, У.А. Асаналиев, И.Д. Турдукеев.</i> Эволюция литогенеза и стратиформного рудообразования в рифей-фанерозойской истории Тянь-Шаня	153
<i>Р.Я. Скляр.</i> Эволюция алюминиевого рудообразования в геологической истории Дальнего Востока СССР	162
<i>Ю.В. Давыдов, А.П. Галямов, А.Г. Чиряев, И.Г. Волкодвев, В.М. Мишин, А.И. Старников.</i> Эволюция и закономерности распространения стратиформного оруденения свинца, цинка и меди в осадочных толщах Якутии	165
<i>Ж.И. Сергеева, Н.Г. Шубенин.</i> Образование высокоглиноземистых пород в ходе эволюции осадочного процесса	174
<i>В.В. Зайков, Е.В. Зайкова, В.Г. Кориневский.</i> О возможных аналогах скаенических металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций в силуре Южного Урала	178
<i>А.А. Озол.</i> Эволюция экзогенного минералообразования бора и основные эпохи его рудоотложения	189
<i>А.В. Ван, Р.Г. Матухин.</i> Целитомосность палеозойских отложений Сибири	194
<i>М.И. Карпова, В.Н. Силантьев, В.Ф. Крутиков.</i> Особенности фосфатонакопления в мезозое и кайнозое на Русской платформе и Туранской плите	197
<i>В.И. Власов.</i> Эволюция палеозойского углеобразования и осадконакопления на территории Казахстана	201
<i>А.К. Замаренов, Д.П. Федоров.</i> Эволюция палеозойского осадконакопления на древней периконтинентальной окраине Восточно-Европейской платформы в связи с нефтегазоносностью	204
<i>В.А. Ермоленко, И.И. Урьев.</i> К эволюции процесса фосфатообразования на западе Русской плиты	208
<i>Н.А. Созинов, О.В. Горбачев.</i> Углеродистые формации и их эволюция в истории Земли	214

В.Н. Холодов. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 5—33.

Установлены два типа рудных эпох в истории Земли. Один из них характеризуется статистической приуроченностью месторождений к определенным интервалам геологического времени при отсутствии определенного регионального контроля. Другой отмечается тем, что проявляется в седиментационных системах на определенном этапе их развития. Приводятся примеры. Табл. 2. Ил. 6. Библиогр. 29—33 с. (139 назв.)

УДК 553.43.44

Г.Н. Бровков, А.Е. Мирошников. Эволюция условий формирования стратиформных полиметаллических месторождений. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 34—41.

Осуществлен анализ филогении стратиформных месторождений меди, свинца и цинка, опирающийся на исторический анализ изменений их геологической позиции (архей—фанерозой), состава руд и рудоносных породных ассоциаций. Обосновывается положение о существовании единого филогенетического ряда развития стратиформных полиметаллических месторождений, представленного последовательно формировавшимися во времени колчеданными, медными и медно-цинковыми месторождениями (зеленокаменные пояса позднего архея), колчеданными, полиметаллическими (вулканогенно-терригенно-сланцевые и вулканогенно-карбонатно-черносланцевые рудоносные ассоциации раннего протерозоя), месторождениями медистых песчаников и сланцев (аридная терригенная породная ассоциация протерозоя) и свинцово-цинковыми в карбонатных породах, ассоциирующих с эвапоритами (поздний протерозой). Полный эволюционный ряд главных типов СПМ, сформировавшийся в докембрии, прослеживается затем в металлогенических циклах фанерозоя. Наблюдается необратимая эволюция, выражающаяся в изменении во времени масштабов проявления типов оруденения, некоторых особенностей изотопного состава свинца и серы и др. Ил. 2. Библиогр. 40—41 с. (23 назв.)

УДК 553.067.9:551.461.8

Е.Г. Гурвич, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын. Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 41—65.

В зависимости от физико-химических обстановок выделены следующие классы гидротермальных и гидротермально-осадочных образований на дне океана: 1) сульфидные образования в толще океанской коры; 2) сульфидные тела на поверхности океанского дна; 3) железо-марганцевые гидротермальные корки; 4) гидротермально-осадочные металлоносные образования (металлоносные осадки) морей и открытого океана. Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 61—65 с. (112 назв.)

УДК 553.32:551.7

Г.А. Мачабели, Д.Г. Сапожников, Е.А. Соколова. Основные этапы развития марганцевого рудного процесса в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 65—71.

Марганцеворудный процесс протекал с одинаковой интенсивностью как в платформенных, так и в геосинклинальных областях. В зависимости от того, с какой стадией геосинклинального развития связано формирование месторождений, изменялся общий характер продуктивности ассоциаций, генетические способности и масштабы оруденения. Библиогр. 70—71 с. (12 назв.)

Л.Ф. Наркелюи, В.С. Салихов, А.И. Трубачев. Эволюция осадочного меднакопления. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 71—78.

Осадочное медное рудное оруденение, хотя и отмечено на всех стратиграфических уровнях, образует следующие эпохи усиленного накопления: раннедокембрийскую, позднедокембрийскую (вендскую), пермо—карбоновую, меловую и палеоген—неогеновую. Эпохи меднакопления связываются с главными циклами тектоногенеза в истории Земли. Наибольшее эволюционное и необратимое развитие испытывает вещественный состав медных руд. Главные закономерности эволюции состава заключаются в его усложнении начиная от древних эпох меднакопления к более молодым. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. с. 78 (7 назв.).

УДК 551.583.7+553.64

Ю.Н. Занин. Вопросы эволюции фосфоритообразования в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 79—86.

Рассматривается эволюция масштабов фосфатонакопления в истории Земли, эволюция важнейших типов фосфоритоносных формаций и основных типов фосфоритов. Сделана попытка классификации бассейнов фосфатонакопления по палеогеографическому признаку и намечены черты их эволюции. Устанавливается одновозрастность эпох образования фосфоритов и некоторых других осадочных полезных ископаемых. Библиогр. 85—86 с. (33 назв.).

УДК 551.8:553.64

Н.И. Юдин. Эволюция фосфатонакопления. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 87—94.

Рассмотрена эволюция фосфатонакопления в зависимости от изменения источников фосфора; осадочных, биологических, климатических и географических факторов. Ил. 1. Библиогр. 93—94 с. (30 назв.).

УДК 553.3:551.71—72

Н.Б. Вассоевич, Н.В. Лопатин, Е.И. Тараненко. Эволюция нефтеобразования в древних отложениях. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 95—101.

Нефтеобразование в докембрии качественно и количественно эволюционировало под влиянием развития древнейшей жизни. Пробиониты в раннем архее не обладали устойчивыми биокомплексами и не могли формировать скопления фоссилизированной органики. В позднем архее — среднем протерозое (~ 2 млрд. лет) господствовала прокариотическая биота, отмирание которой приводило к накоплению высокоуглеродистых толщ и к мощному нефтеобразованию. Допозднепротерозойские нефти уничтожены последующим глубоким метагенезом. В позднем протерозое расцвет гетеротрофов снизил масштабы фоссилизации ОБ и нефтеобразования. Скопления позднепротерозойской нефти сохранились на некоторых древних платформах. Ил. 2. Библиогр. с. 101. (22 назв.).

УДК 553.9:519.25

В.С. Вышемирский. Эволюция каустобиолитов в истории фанерозоя. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 102—113.

Изучено распределение мировых запасов угля, нефти и газа по стратиграфическим подразделениям (с точностью до отдела), по фашиально-палеогеографическим обстановкам и по геотектоническим элементам. Выявлены статистические связи между запасами этих горючих ископаемых. Показано, что эволюция в накоплении и в составе горючих ископаемых в основном оп-

ределяется экогенетической экспансией различных групп лесной растительности во внутренние области континентов. Максимумы запасов горючих ископаемых приходятся на начальные этапы освоения растениями новых областей обитания, в которых гетеротрофные организмы пока не получили существенного развития. Ил. 6. Библиогр. 113 с. (9 назв.).

УДК 552.578.3:551.464.671.1+562

С.Г. Неручев, В.М. Бекетов. Эволюция условий формирования сланцевосных отложений, богатых сапропелевым органическим веществом. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 114—123.

Выделяется около 30 эпох накопления осадков с высоким содержанием органического вещества, основным продуцентом которого начиная с эрхей были бактерии, акритархи, а с протерозоя до голоцена — синезеленые фитопланктонные водоросли. В ходе эволюции биосферы к ним последовательно присоединялись и другие, более сложные организмы: фикомицеты, зеленые водоросли, граптолиитоиды, динофлагеллаты, эвгленовые и диатомовые водоросли и др. Поступление биологически активных (P, V и др.) и радиоактивных мутагенных (U) элементов из древних рифтовых зон определяло серьезные перестройки в биосфере и вспышки биопродуктивности на геохронологических рубежах. Ил. 3. Библиогр. 123 с. (14 назв.).

УДК 550.42+553.061.32+553.983

Ф.Г. Гурари, В.М. Гавшин. Планктоногенные отложения фанерозоя как показатель устойчивости содержания в морской воде редких и радиоактивных элементов. — В кн.: Эволюция осадочных рудообразований в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 123—133.

Существенно автохтонные морские планктоногенные отложения — доманикиты различного возраста — сходны между собой по количеству и составу ОВ. Они формировались преимущественно на платформах, в краевых или внутренних морях в периоды тектонического покоя и максимальных трансгрессий, связанных с эвстатическими повышениями уровня Мирового океана. Содержание молибдена, урана, ванадия, никеля, меди и ряда других элементов в доманикитах возрастает с увеличением количества Co_{org} в той же степени, что и в обогащенных ОВ осадках Черного и Средиземного морей. Отсюда следует, что распределение урана и сопутствующих ему элементов между морской водой и планктоногенным ОВ оставалось постоянным по крайней мере от раннего кембрия до современности вопреки представлениям С.Г. Неручева о периодическом повышении концентрации урана в воде в истории Земли. Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 132—133 с. (33 назв.).

УДК 552.14:553.94 (571.1)

А.Н. Фомин, В.Ф. Шугуров. Вещественно-петрографический состав нерастворимого рассеянного органического вещества в доюрских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 134—139.

Количественное распределение и состав ОВ в отложениях палеозойского нефтегазоносного комплекса тесно связаны с фациальными условиями осадконакопления. Концентрация ОВ в породах увеличивается вверх по разрезу палеозоя (от рифей—венда к пермо-карбонным отложениям) и затем резко снижается в пермо-триасе. В этом же направлении отмечается закономерная смена состава ОВ: от сапропелевого, гумусово-сапропелевого в отложениях нижнего и среднего палеозоя к преимущественно гумусовому в образованиях пермо-карбона и пермо-триаса. Табл. 1. Библиогр. 139 с. (5 назв.).

В.И. Седлецкий, Н.И. Бойко, В.С. Деревягин. Эволюция галогенного и биогермного породообразования и их взаимосвязь в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 139—142.

Галогенная седиментация в истории Земли генетически и пространственно связана с карбонатным биогермообразованием. По своим экологическим особенностям рифостроящие организмы быстро компенсировали тектонические подвижки любого знака и обеспечивали равномерную и постоянную связь питающей морской провинции с бассейном галогенной седиментации. Биогермообразование было, таким образом, своеобразным автоматическим природным регулятором, стабилизирующим гидродинамический режим галогенного бассейна. Библиогр. 142 с. (6 назв.).

УДК 554+553.4

Н.А. Росляков. Поведение золота при корообразованием и осадконакоплении. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 142—149.

Рассмотрены основные закономерности поведения золота при образовании гидрослюдистых, каолиновых и латеритных кор выветривания, сформировавшихся за счет материнских пород с его кларковыми или аномальными концентрациями. Впервые приводятся данные о масштабах гипергенного перераспределения золота в зависимости от интенсивности выветривания и эволюции физико-химических условий корообразования. Показано, что при формировании гидрослюдистых и каолиновых профилей в область осадконакопления золото поступает главным образом с обломочным материалом эродированных кор выветривания, обогащая верхние горизонты терригенных отложений осадочного цикла. При латеритном выветривании и выветривании пород с аномальными концентрациями золота в область аккумуляции оно поступает хемогенным путем в начальный этап формирования осадков данного цикла, накапливаясь в основании осадочной толщи. Табл. 4. Библиогр. 149 с. (6 назв.).

УДК 552.5:543.8

А.В. Македонов, И.Б. Волкова, А.Б. Гуревич, Н.В. Иванов, В.А. Котлуков, А.А. Семериков. Эволюция состава и распространения органического вещества и твердых горючих ископаемых. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 149—152.

Кратко обобщены основные закономерности эволюции состава и распространения органического вещества в рассеянной форме и в форме пластовых концентраций (углей, горючих сланцев, торфов). Показана поступательно-циклическая эволюция, общая направленность процесса накопления ОР в геологической истории. Выделено 10 основных стратиграфических максимумов, установлены закономерности пространственно-временного размещения и количественные соотношения максимумов для всех групп ОР, а также связь с ними других полезных ископаемых. Библиогр. 152 с. (4 назв.).

УДК 553.445:551.7:(235.216)

Т.Д. Джумалиев, У.А. Асаналиев, И.Д. Турдукеев. Эволюция литогенеза и стратиформного рудообразования в рифей-фанерозойской истории Тянь-Шаня. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 000.

Стратиформные месторождения Тянь-Шаня представляют собой полигенные (экзогенные, эндогенно-экзогенные) и полистадиальные (сингенетически-эпигенетические) образования, неразрывно связанные с эволюцией специфических типов литологических формаций во времени. Библиогр. 153—161 с. (18 назв.).

Р.Я. Скляров. Эволюция алюминиевого рудообразования в геологической истории Дальнего Востока СССР. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 162—165.

Эволюция алюминиевого рудообразования проявилась в возрастании масштабов ее развития во времени и метаморфических преобразованиях глиноземистых минералов. Ил. 2.

УДК 553.43/44 (571.56)

Ю.В. Давыдов, А.Л. Галямов, А.Г. Чиряев, И.Г. Волкодав, В.М. Мишнин, А.И. Старников. Эволюция и закономерности распространения стратиформного оруденения свинца, цинка и меди в осадочных толщах Якутии. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 165—173.

Обнаруженные на территории Якутии стратиформные месторождения цветных металлов формировались в различные металлогенические эпохи. Наиболее продуктивной для медного оруденения была раннепротерозойская, позднекембрийско-ордовикская и среднепалеозойская эпохи; для свинцово-цинкового оруденения — рифейская, венд-раннекембрийская и среднепалеозойская эпохи. Выделяемые 16 площадей стратиформного оруденения свинца, цинка и меди закономерно расположены во внешних зонах складчатого обрамления Сибирской платформы и Колымского массива или окраинах крупных платформенных структур. Ил. 2. Библиогр. 173 с. (6 назв.).

УДК 553.492.1:551.7

Ж.И. Сергеева, Н.Г. Шубенин. Образование высокоглиноземистых пород в ходе эволюции осадочного процесса. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 174—178.

Рассматриваются типы месторождений бокситов от верхнего протерозоя до наших дней. Подчеркивается, что в ходе эволюции осадочного процесса Земли намечается ряд уровней бокситонакопления, однако источники алюминия в них несколько различны: коры выветривания, поверхностный и подземный сток и в ряде случаев гидротермы. Обращается внимание на недостаточную изученность роли последнего источника, особенно на ранних стадиях эволюции Земли. Ил. 1. Библиогр. 178 с. (9 назв.).

УДК 553.3 (234.85)

В.В. Зайков, Е.В. Зайкова, В.Г. Корневский. О возможных аналогах океанических металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций в силуре Южного Урала. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 178—189.

Проведено сравнение железисто-кремнистых пород и марганцевистых конкреций, развитых в силурийских отложениях Южного Урала, с металлоносными осадками и железомарганцевыми конкрециями современных океанов. Железисто-кремнистые породы, развитые в Западно-Мугоджарской зоне, образуют пласты и линзообразные тела на границе базальтовой и кремнисто-диабазовой толщ. Они имеют содержание железа 9—32%, марганца — десятые доли процента, никеля, кобальта, меди, цинка — тысячные доли процента. По геологической позиции и составу данные образования сопоставляются с бескарбонатными металлоносными осадками, развитыми в нижних частях склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Марганцевистые конкреции, известные в Сакмарской зоне, приурочены к пачке яшм, которая залегает на толще вулканогенных пород. Конкреции подверглись интенсивному выщелачиванию, и в их составе резко преобладает марганец. Наиболее вероятно, что они соответствуют типу конкреций, образовавшихся в периферических частях океанических систем. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 188—189 с. (17 назв.).

А.А. Озол. Эволюция экзогенного минералообразования бора и основные эпохи его рудоотложения. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 189—194.

В течение фанерозоя на фоне незначительного изменения характера развития борной минерализации отчетливо выделяется два максимума, проявившиеся в пермский и неогеновый периоды, являющиеся основными эпохами экзогенного рудоотложения бора. Табл. 1. Библиогр. 194 с. (2 назв.).

УДК 549.67:553.69 (571)

А.В. Ван, Р.Г. Матухин. Цеолитонность палеозойских отложений Сибири. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 194—196.

В статье обобщены новейшие сведения по цеолитонности палеозойских отложений Сибири и дана подробная их литолого-минералогическая характеристика. Библиогр. 196 с. (2 назв.).

УДК 553.64+551.76+551.71:(47)

М.И. Карпова, В.Н. Силантьев, В.Ф. Крутиков. Особенности фосфатонакопления в мезозое и кайнозое на Русской платформе и Туранской плите. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 197—200.

Рассмотрены особенности распределения в мезозое и кайнозое Русской платформы и Туранской плиты фосфатных осадков, специфика породных и минеральных ассоциаций в рудоносных формациях, кристаллохимические свойства фосфатного минерала, позволяющие судить о последовательном изменении геохимических условий среды фосфатонакопления в течение верхнеюрского—палеогенового времени. Табл. 1. Библиогр. 200 с. (1 назв.).

УДК 552.57:551.73:(574)

В.И. Власов. Эволюция палеозойского углеобразования и осадконакопления на территории Казахстана. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 201—204.

Характер и масштабы палеозойского углеобразования и осадконакопления определялись палеотектоническими и палеогеографическими особенностями развития разновозрастных структурных элементов Казахстана.

УДК 551.3.051:553.98 (470.4)

А.К. Замаренов, Д.Л. Федоров. Эволюция палеозойского осадконакопления на древней периконтинентальной окраине Восточно-Европейской платформы в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 204—207.

На основе проведенного формационного анализа и соответствующего составления серии седиментационных моделей выявляются закономерности пространственного размещения палеозойских докунгурских формаций на древней периконтинентальной окраине Восточно-Европейской платформы и намечаются особенности эволюции осадконакопления в среднем и верхнем палеозое на этой обширной территории. По седиментационным и тектоническим условиям в качестве наиболее перспективной в нефтегазоносном отношении выделяется система краевых выступов фундамента и соответствующих поднятий в осадочном чехле, расположенных по южной и восточной периферии Прикаспийской впадины. Библиогр. 207 с. (5 назв.).

В.А. Ермоленко, И.И. Урьев. К эволюции процесса фосфатообразования на западе Русской плиты. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 208—213.

Рассмотрены особенности фосфатонакопления в раннем ордовике Прибалтийского и сеномане Белорусского бассейнов. В формировании фосфоритовых руд отмечается существенное влияние постседиментационных процессов. Доказывается, что накопление сложных фосфоритовых толщ на западе Русской плиты происходило полиэтапно в условиях мелкого шельфа с неоднократными перебивками осадков. Отмечается, что при прогнозировании фосфоритовых руд ведущим является формационный подход, синтезирующий данные литологического, стратиграфического и тектонического их изучения. Ил. 2. Библиогр. 213 с. (15 назв.).

УДК 550.42:552.57:553.2

Н.А. Созинов, О.В. Горбачев. Углеродистые формации и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 214—224.

На основе анализа углеродсодержащих отложений, относимых к различным формационным типам (терригенно-углеродистый, карбонатно-углеродистый, кремнисто-углеродистый и вулканогенно-углеродистый), выявлены основные факторы, влияющие на характер эволюционного развития углеродистых формаций во времени, а также те факторы, которые позволяют относить эти отложения к группе "сквозных" формаций. Ил. 3. Библиогр. 222—224 с. (68 назв.).