

УДК 551.1:552.12

## СООТНОШЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

*В.Г. Кузнецов*

### Аннотация

Обсуждаются основные причины эволюции осадочного породообразования в истории Земли: изменение состава пород источников сноса, состава и геохимических свойств атмо- и гидросферы, возникновение и развитие жизни. Рассмотрена эволюция карбонатных и кремнистых пород. Показано ведущее влияние жизни на изменение состава и свойств внешних геосфер и осадочного породообразования в целом.

**Ключевые слова:** эволюция, осадочное породообразование, биота, карбонатные породы, кремнистые породы.

---

### Введение

Проблема постоянства и изменчивости в природе, их соотношение интересов человечества, и прежде всего его наиболее активную творческую часть, выражаясь современным языком – ученых, хотя науки в ее нынешнем виде и понимании еще и не существовало, – с древнейших времен. В античные времена Гераклитом была сформулирована известная максима о том, что все течет и все изменяется и что в одну и ту речку нельзя войти дважды. Однако в науке последующих почти двух тысячелетий это положение практически не учитывалось. Кардинальные изменения во взглядах связаны с появлением в 1859 г. книги Ч. Дарвина «Происхождение видов путем естественного отбора, или сохранение благоприятствующих пород в борьбе за жизнь», которая заложила основы эволюционного направления в естественных науках. В геологии же перелом начался в середине XX в. К 40-м годам этого столетия идеи об эволюции осадочного породообразования, равно как и об эволюции геологических процессов в целом, явно созрели, поскольку в той или иной форме были высказаны практически одновременно разными учеными. Как отметил А.Л. Яншин, «...парадигма актуализма была сломлена не в области тектоники, а в области литологии» [1, с. 106].

Со временем идея эволюции получила широкое признание у геологов и появилась серия работ эволюционного направления. Само же становление проблемы исследования эволюции как приоритетного направления изучения геологической истории Земли в нашей стране, да и в науке в целом связано с именем А.Л. Яншина. Он наметил и сформулировал основные направления исследований, принципиально расширил проблематику до уровня эволюции геологических процессов вообще. И если раньше исследования вели к установлению и фиксации *факта* изменения типов пород, то теперь во главу были поставлены

вопросы эволюции *процессов, обстановок*, а следовательно, и *причин*. Идеи эволюции стали всеобщими.

Кроме работ самого А.Л. Яншина и целенаправленных исследований его сотрудников, проблема в той или иной форме затрагивалась и другими исследователями – представителями самых разных организаций и направлений. Список авторов и самих работ этого направления весьма широк и вряд ли поддается сколько-нибудь полному перечислению и тем более анализу. Объем настоящей работы обусловил необходимость максимально сократить библиографический список, поэтому не все работы, посвященные этой проблеме, в нем приведены, что, однако, не снижает значения этих исследований, материалы которых в той или иной мере были нами использованы.

### 1. Основные факторы эволюции осадочного породообразования

В самом общем виде и с явным упрощением можно обозначить три главные причины, влияющие на осадочный процесс и определяющих его эволюцию.

1. Изменение в геологической истории типов и состава пород в пределах областей сноса, или, точнее, количественных соотношений разных типов пород.

На первых этапах геологического развития Земли ее поверхность была покрыта вулканическими лавами преимущественно основного состава. Ясно, что основной обломочный материал, который поступал в осадочный процесс и поставлялся в зоны осадконакопления, имел только такой состав и могли формироваться обломочные породы практически только грауваккового состава. Одновременно в результате химического выветривания, имевшего весьма специфический характер (отсутствие кислорода, органического вещества и др.), в растворы и, соответственно, в поверхностную миграцию, а затем и в осадки поступали в относительно больших, чем в последующее время, количествах элементы, характерные именно для этих пород, в частности Fe, Mg, Ca.

В начале архея на уровне 3700–3800 млн. лет назад образовались первые осадочные породы и первые гранитоиды, то есть среди пород источников сноса появились кислые магматические образования, и в осадочный процесс стали вовлекаться силикатные минералы – кварц, калиевые полевые шпаты, а также щелочные элементы. В протерозое большую часть поверхности суши, почти 50%, занимали граниты и ортогнейсы, что обеспечивало вовлечение в осадочный процесс соответствующих обломочных минералов и растворенных веществ в виде слагающих эти минералы элементов и ионов, в частности Na и K. Существенно было также распространение осадочных пород при общем резком сокращении основных лав. Наконец, в фанерозое среди источников осадочного материала уже абсолютно преобладали осадочные породы.

Изменение состава пород питающих провинций вело к изменению состава собственно кластической части обломочных пород. Так, последовательно изменялись во времени петрографические типы обломочных пород: граувакки последовательно сменялись аркозами, затем олигомиктовыми разностями и наконец мономинеральными кварцевыми.

2. Радикальные изменение состава, а соответственно, и геохимических свойств внешних геосфер, и прежде всего атмо- и гидросферы.

Первоначально они сформировались за счет дегазации твердой оболочки. При этом на поверхность наряду с водой (в виде водяного пара) выносились «кислые дымы» – HCl, HF, CO<sub>2</sub>, а также H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub> и др. Все это определило хлоридно-карбонатный состав гидросферы, кислые среды и восстановительную обстановку в атмо- и гидросфере. Реакции кислот с породами вели к специфическому выветриванию с растворением и выносом многих компонентов, формированию весьма своеобразных кор выветривания. К протерозою сильные кислоты были в основном нейтрализованы, атмосфера стала углекислой или азотно-углекислой, гидросфера в значительной степени стала хлоридно-карбонатно-сульфатной с нейтральной, возможно слабокислой, а в протерозое уже с отчетливо щелочной средой. Весьма важный момент – появление сульфатов как показатель начала значительной генерации свободного кислорода и окислительной обстановки, по крайней мере в гидросфере, что и обусловило окисление сульфидов и появление сульфатов. Практически с рифея начали складываться современные типы гидросферы – сульфатно-хлоридный – и атмосферы – азотно-кислородной с окислительной в массе обстановкой (табл. 1).

Совершенно ясно, что все процессы осадочного породообразования – выветривание, миграция растворенных форм и осаждение материала – в разные эпохи при разных значениях pH и Eh происходили по-разному.

3. Возникновение и развитие жизни, геохимических функций и геохимической энергии организмов. Организмы влияют на осадочный процесс двояко: непосредственным извлечением вещества из окружающей среды и переводом его в осадок и созданием геохимической обстановки на Земле.

Древнейшие бактериоморфные остатки, которые считаются хемофоссилиями, обнаружены в кремнистых толщах формации Иссуа с возрастом примерно 3850 млн. лет; остатки микрофоссилий с возрастом 3500–3300 млн. лет достаточно многочисленны в Австралии и Южной Африке. Появление строматолитов – биоседиментарных структур, образование которых обусловлено жизнедеятельностью цианобактерий, то есть фотосинтезирующих организмов, указывает на начало генерации значительных количеств свободного кислорода около 3200–3400 млн. лет назад. «Этот свободный кислород есть главный источник свободной химической энергии биосферы» [2, с. 45].

Но образующийся кислород сразу же расходовался на окисление элементов с переменной валентностью, в первую очередь таких относительно распространенных, как железо и сера. Древнейшие сульфаты (точнее, чаще всего псевдоморфозы по гипсу, ангидриту и метаморфические породы, образовавшиеся при метаморфизме сульфатов) имеют возраст 3200–3400 млн. лет [3].

После исчерпания резерва поливалентных элементов кислород стал выделяться в атмосферу в свободном виде и окислительная обстановка на планете стала преобладающей. Кроме генерации кислорода и создания окислительной обстановки жизнедеятельность организмов через геохимический цикл кальция и магния вела к изменению кислотно-щелочных свойств среды [4].

Реакции сильных кислот с породами ложа водоемов вели к их нейтрализации, но слабые кислоты и прежде всего угольная кислота обусловили еще достаточно низкие значения pH, что было, видимо, обычным для архея и частично раннего протерозоя. Со среднего протерозоя – времени расцвета и массового

Табл. 1  
Принципиальная схема изменения состава атмосферы, вод Мирового океана и общей геохимической обстановки в течение геологической истории Земли

Возраст	Состав атмосферы	Ионный состав вод		Растворенные газы	Геохимическая обстановка
		Основной	Второстепенный		
MZ-KZ	Углекисло-кислородно-азотный	Na <sup>+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	N <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub>	Окислительная слабощелочная и нейтральная
PZ <sub>2</sub>		Cl <sup>-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		
PZ <sub>1</sub>	Кислородно-углекисло-азотный	Na <sup>+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub>	Окислительная слабощелочная, местами щелочная
PR <sub>2-3</sub>		Cl <sup>-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		
AR-PR <sub>1</sub>	Аммиачно-углекислый с присутствием кислых газов – SO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S, а также CH <sub>4</sub> и H <sub>2</sub>	Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup> , NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub>	Щелочная, частично окислительная
		Cl <sup>-</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		
		Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup> , Na <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub> , NH <sub>3</sub>	Кислая, частично окислительная
		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , CO <sub>2</sub> <sup>2-</sup> , Cl <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		Восстановительная кислая

развития цианобактерий – ситуация в водоемах резко изменилась. Цианеи, усваивая растворенный в воде  $\text{CO}_2$ , способствовали распаду угольной кислоты, что резко повышало pH среды. В этих условиях шло массовое осаждение карбонатов, не только кальция, но и магния [5, 6]. Это нашло свое выражение в массовом развитии доломитов и широком развитии магнезитов в среднем и верхнем протерозое. Дело в том, что осаждение магнезиальных соединений происходит при значениях pH на уровне 9.0 и выше. Наконец, именно жизнедеятельность организмов привела к разложению аммиака и выделению свободного атомарного азота, который и составляет вместе с кислородом основу современной атмосферы.

Важно отметить, что все факторы эволюции осадочного породообразования тесно взаимосвязаны и их изменения часто взаимообусловлены, причем огромную, а, возможно, основополагающую роль имеет биота и ее эволюция. При этом среда изменяется под воздействием биоты, а реконструкция самих возникающих обстановок осуществляется по породам – результатам осаждения в тех или иных обстановках. К примеру, о восстановительной обстановке раннего докембрия и отсутствии свободного кислорода свидетельствует отсутствие минералов, содержащих элементы с высшей формой окисления – сульфатов, оксидов трехвалентного железа и др. Широкое распространение в среднем – верхнем протерозое магнезиальных карбонатов – доломитов и магнезитов – свидетельствует о щелочном характере водоемов этого времени.

Нейтральные или слабокислые обстановки существовали в архее – раннем протерозое до массового (подчеркнем – массового) развития цианобактериальных сообществ. Последние интенсивно утилизировали углекислый газ, связывая его в карбонатные породы, что привело к смене слабокислой обстановке щелочной, в которой в среднем и позднем протерозое шло накопление карбонатов, в том числе магнезиальных.

Таким образом, именно возникновение жизни и ее эволюция практически определили изменение состава и геохимической обстановки атмо- и гидросферы, а в значительной степени и литосферы. Фотосинтезирующая деятельность автотрофов создала кислородную атмосферу, что обусловило появление оксидов и оксидных форм соответствующих осадочных пород – сульфатов, гидроксидов трехвалентного железа и т. д. Биота через биогенный цикл кальция и магния обусловила смену кислотно-щелочных свойств. Таким образом, отмеченная выше причина эволюции осадочного процесса за счет изменения геохимических показателей является в значительной мере вторичной и обусловлена именно появлением на Земле жизни и жизнедеятельностью организмов. Это лишний раз подтверждает гениальное предвидение В.И. Вернадского о роли жизни в геологической истории планеты, истинность и глубину его учения о биосфере.

Именно этому аспекту – значению биоты и ее эволюции в осадочном породообразовании – посвящена настоящая статья. При этом использованы многие известные ранее положения и факты, но рассмотренные с указанных позиций влияния жизни на осадочный процесс. В рамках данной статьи представлен анализ эволюции лишь двух типов осадочных пород – карбонатных и кремнистых.

## 2. Эволюция отдельных типов пород и типов формаций

**2.1. Эволюция карбонатакопления.** Карбонатные отложения были, по-видимому, первым или одним из первых объектов, на котором выявлена эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Еще в начале XX в. Р. Дэли установил, что от палеозоя к мезозою и кайнозою происходит резкое сокращение количества доломитов и смена их известняками. Проблема эволюции карбонатакопления чрезвычайно многообразна – это эволюция палеогеографических обстановок карбонатообразования, изменения его масштабов, способов, механизмов накопления карбонатного материала и его состава и т. д. [5].

Карбонатакопление известно с глубокого докембрия и продолжалось в течение всего фанерозоя, во всех его геохронологических подразделениях по крайней мере на уровне эпох, хотя строго количественно оценить его масштабы и их изменения в пределах всего Земного шара, особенно для докембрия, весьма затруднительно.

На фоне непрерывного во всей истории накопления карбонатных отложений отчетливо устанавливается неравномерность этого процесса и наличие трех крупных максимумов: средний кембрий – средний ордовик, средний девон – карбон и верхняя юра – мел, а также двух относительно небольших: средний – верхний триас и эоцен. Важно отметить, что абсолютные объемы карбонатных пород последовательно возрастают от нижнепалеозойского максимума к верхнеюрскому – меловому. Параллельно, как было отмечено выше, изменялся состав карбонатных пород.

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что в архее и, видимо, частично раннем протерозое преобладало накопление карбонатов кальция. Сейчас это мраморы, кальцифиры и другие глубоко метаморфизованные породы, но с кальциевой основой. В среднем и верхнем протерозое, в меньшей степени венде преобладали доломиты, имеются и мощные толщи магнезитов (рис. 1). В палеозое происходило последовательное, хотя и не совсем равномерное снижение доли доломитов, количество которых со второй половины мезозоя стало крайне ограничено.

Изменения состава карбонатных отложений во многом определялись эволюцией способов, механизмов осаждения карбонатного вещества.

Сколько-нибудь достоверные данные по этому вопросу для архея практически отсутствуют, но, скорее всего, это было преимущественно чисто хемогенное осаждение. В протерозое, особенно со среднего протерозоя, когда произошел практически взрывной расцвет цианобактерий, абсолютно преобладали биохемогенный способ и его разновидность – псевдобиогенный, когда выделение карбонатного вещества из растворов определялось создаваемой автотрофами геохимической средой, а его форма была обусловлена формой самих организмов (в качестве примера – кальцибионты В.А. Лучининой, см. подробнее [5]). Это находит свое выражение в мощных толщах строматолитовых и других микробиальных карбонатных пород, причем преимущественно доломитового состава.

Подобная ситуация в значительной степени сохранилась в венде и начале кембрия. Об этом свидетельствуют мощные толщи карбонатных пород, состоящих из остатков кальцибионтов – эпифитонов, ренальцисов, гирванелл и т. д.

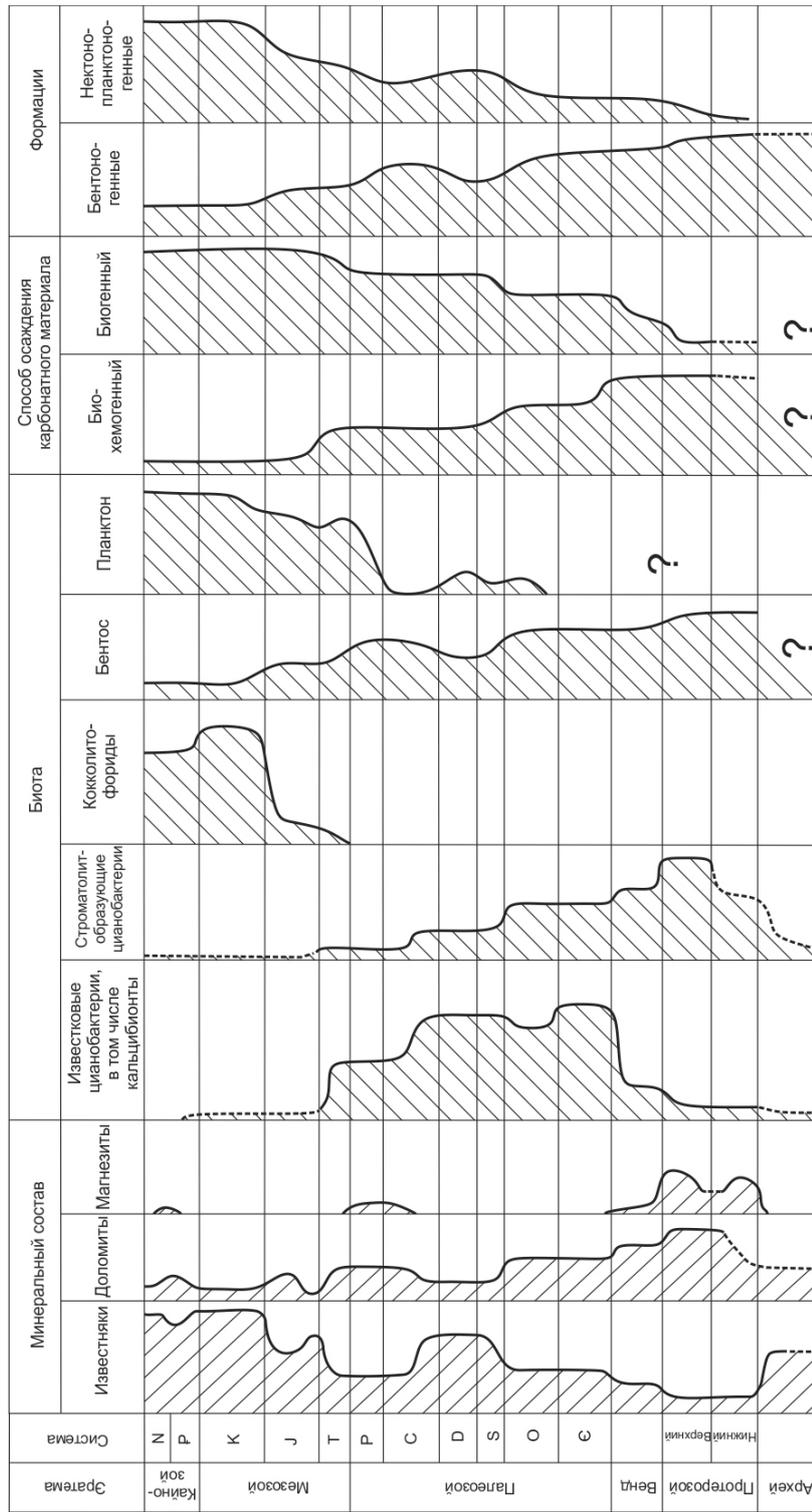


Рис. 1. Принципиальная схема соотношения эволюции карбонатакопления и эволюции биоса в истории Земли

Эти механизмы осаждения функционировали и в течение всей позднейшей фанерозойской истории, но количественная роль их была резко ослаблена. Псевдобιοгенное накопление карбонатного материала, мощно развитое в позднем рифе и раннем палеозое, скачкообразно сократилось и представлено в мезозое в значительной степени, а в кайнозое исключительно в виде строматолитов.

Начиная со второй половины ордовика очень быстро возрастал объем чисто биогенного выделения карбонатов кальция в скелетах организмов и, соответственно, его накопления в виде карбонатных осадков.

С середины палеозоя этот способ стал абсолютно преобладающим. Вместе с тем и сам характер биогенного карбонатакопления не оставался постоянным. В палеозое, видимо, абсолютно преобладало формирование известняков за счет жизнедеятельности бентосных организмов, среди которых важное породообразующее значение имели строматопороидеи, табуляты, ругозы, брахиоподы, фораминиферы, криноидеи, мшанки, водоросли, преимущественно зеленые. В мезозое бентоногенное накопление известняков сохранилось, хотя масштабы его сократились. В определенной мере сменился и состав известьевыделяющих организмов. Так, сократилось значение бентоносных фораминифер, криноидей, среди кишечнополостных ведущими стали шестилучевые кораллы, среди водорослей – багряные, место брахиопод в значительной степени заняли моллюски и т. д.

Принципиально важным стало изменение роли nekтонных и особенно планктонных организмов и соответственно резкое возрастание значения nekтоно- и планктоногенных формаций. Подобный способ осаждения впервые появился в позднем силуре в виде ортоцеровых известняков Карнийских Альп, более широко развит в девоне – начале карбона, когда формировались цефалоподовые, стилиолиновые и тентакулитовые известняки. В триасе – юре известны аммонитовые известняки (верхний триас восточного Тетиса, юрская формация Аммонитико росо Альпийской зоны и др.). Уже в этих известняках важна доля планктонных организмов, а с позднего мела планктоногенный способ стал ведущим, когда основное количество карбоната кальция усваивалось и осаждалось кокколитофоридами, а затем в кайнозое и птероподами и особенно планктонными фораминиферами.

Несколько иная картина наблюдается для доломитов. Очень показательна, что на рубежах сокращения доломитообразования и увеличения формирования известняков происходило и сокращение, и даже исчезновение цианобактерий, или в более общей форме – автотрофов (рис. 1). Данное обстоятельство еще раз указывает на роль биоты в осаждении магниезиальных соединений, которые в итоге образуют доломиты и, как крайнее проявление, магнезиты [6].

При отсутствии животных организмов в докембрии и их ограниченности в неблагоприятных для них обстановках водоемов повышенной солености палеозоя и особенно мезозоя и кайнозоя эти экологические ниши оккупировали более толерантные автотрофы, в том числе различные микробиальные сообщества. Тем самым извлечение из морской воды углекислого газа было весьма активным, а его восполнение за счет дыхания животных отсутствовало. Это вело к существенному повышению рН среды, что и вызывало преимущественную садку именно магниезиальных соединений.

В позднем докембрии, кембрии и частично ордовике – силуре главным механизмом осаждения доломитов был, видимо, биохемогенный и псевдобиогенный. Это привело к формированию мощных толщ строматолитовых доломитов и даже «первичных» доломитовых археоциатово-цианобактериальных рифов. Со второй половины палеозоя псевдобиогенное доломитообразование резко сокращается и отчетливо превалирует биохемогенное осаждение известково-магнезиальных соединений с последующим диагенетическим преобразованием их в доломит.

Параллельно с сокращением количества доломитовых пород происходила смена областей доломитообразования и их фациального облика. Основное развитие доломитов в докембрии и палеозое связано с обширными эпиплатформенными «шельфовыми» морями, где они занимают значительные площади. Известны также доломиты на изолированных карбонатных платформах и в рифах, но их количество несоизмеримо меньше, чем на шельфах.

В мезозое, наряду с резким сокращением шельфовых морей с карбонатной седиментацией в их пределах, сократилось и доломитообразование, причем последнее отчетливо сместилось к самой прибрежной зоне литорали, заливам и лагунам с нарушенным гидрологическим режимом. В связи с этим относительно возросла роль доломитов изолированных платформ и рифов.

Эта тенденция еще более усилилась в кайнозое, когда доломитообразование практически полностью сместилось к аридным побережьям – себхам и лагунам, в меньшей степени к литоралиям гумидных зон, а также рифам.

Изменения в геологической истории экологического состава организмов, связанных с теми или иными биотопами, равно как и изменения палеогеографических обстановок карбонатакопления, привели к последовательному сокращению накопления бентоногенных формаций при одновременном росте формаций планктоногенных.

**2.2. Эволюции кремненакопления.** Достаточно давно установлена смена минеральных ассоциаций кремнистых пород во времени:– кварцевой в докембрии, халцедон-кварцевой в палеозое и частично мезозое на опал-кристобалитовую во второй половине мезозоя, которая стала практически единственной в кайнозое. Основной причиной этого считается переход опала в древних толщах в устойчивые минералы, поскольку предполагается, что первичное осаждение кремнезема происходило в основном в форме опала.

Что касается смены одних пород другими, то тут изменения уже не столь просты и «прямолинейны»; они связаны с общей эволюцией осадочного процесса, и прежде всего с развитием органического мира [7].

В развитии и эволюции кремнистых пород отчетливо намечаются две линии развития, связанные с двумя основными тектоническими элементами земной коры – с континентальными блоками и океаническими впадинами (рис. 2).

Кремненакопление континентального блока четко подразделяется на два этапа: докембрийский и мел-кайнозойский.

Кремнистые породы континентального блока с бактериоморфными образованиями описаны в формации Иссуа Гренландии, которая датируется возрастом 3.83 млрд. лет; кремнистые породы с остатками бактериальной природы

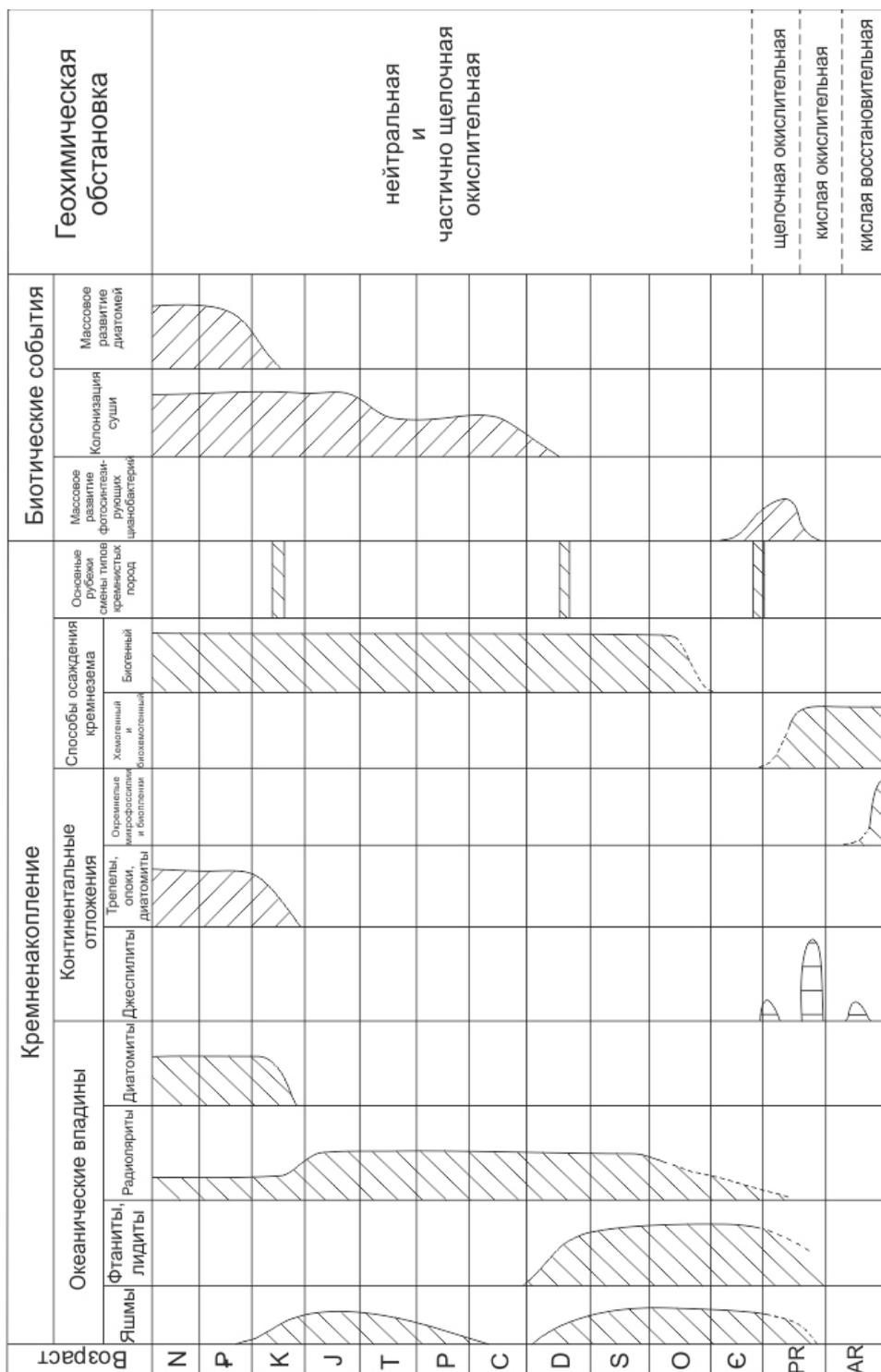


Рис. 2. Принципиальная схема соотношения эволюции кремнебиогенного накопления и эволюции биосферы в истории Земли

в образованиях с возрастом 3.5–3.3 млрд. лет в отложениях серии Онфервахт пояса Барбертон Южной Африки и Варравуна кратона Пилбара Австралии сомнений не вызывают.

Позднее мощное кремненакопление проявилось в форме железистых кварцитов – джеспилитов, которые были широко развиты на древних платформах. Установлено три этапа образования этих пород: середина архея (3.5–3.0 млрд. лет), самая грандиозная эпоха в раннем протерозое (2.5–2.0 млрд. лет) и небольшая венд-кембрийская (675–570 млн. лет), причем небольшие месторождения имеются и в палеозое.

Второй этап интенсивного кремненакопления на континентальном блоке начался со второй половины мела и развит в основном в кайнозое. Он характеризуется формированием специфической опоковой формации, в состав которой входят также диатомиты и трепелы. Между этими ярко выраженными эпохами имеются уровни, обогащенные кремнистым материалом, однако без образования собственно кремнистых пород. Существенную роль в осаждении кремнезема здесь играли губки. Вообще спонголиты известны с нижнего палеозоя в бассейнах разного тектонического положения, но количественное значение их в общем балансе кремненакопления весьма скромное.

В океаническом секторе кремнистые толщи в виде яшм, фтанитов и кремнистых сланцев в целом появились, видимо, в верхах докембрия (яшмы Казахстана, фтаниты Западных Саян), но были широко развиты в палеозое. При этом фтаниты, характерной чертой которых является обогащенность органическим веществом, практически закончили свое развитие в девоне, а наиболее молодые яшмы известны даже в низах палеогена (Карпаты, Новая Каледония, Греция). Радиоляриты известны с начала кембрия, но древние радиоляриты развиты сейчас спорадически, хотя иногда достаточно обильны. Возможно, относительно редкое нахождение древних, особенно палеозойских, радиоляритов связано с субдукцией и ликвидацией древних океанов; в современных же океанах они представлены достаточно широко.

По-видимому, в океаническом секторе присутствуют три относительно независимые ветви развития кремнистых пород – яшмы, фтаниты и радиоляриты, которые формировались в несколько разных обстановках. Так, яшмы тесно ассоциируют с подводно-вулканическими образованиями, то есть развиты в относительно узких, видимо, трогообразных, областях с интенсивным подводным вулканизмом спилит-кератофорового состава. Кремнистые сланцы и фтаниты занимают значительно большие площади, не имеют столь отчетливой связи с вулканизмом и, видимо, более разнообразны по глубине образования. В современных и кайнозойских океанах широко развиты кремнистые осадки вне всякой связи с вулканизмом; при этом в целом значение радиолярий в общем балансе осаждения кремнезема снизилось и более важную роль стали играть диатомовые.

В древнейших отложениях серии Онфервахт пояса Барбертон Южной Африки и Варравуна кратона Пилбара Австралии, равно как и в более молодых среднепротерозойских формациях Гуаджуан (Gaoyuzhuang), описаны окремненные бактерии и биопленки, кокковидные и филаментные, цепочечные структуры кремнистых выделений, причем в ряде случаев сохраняется и органическое вещество в форме керогена [8–10].

Влияние организмов на осаждение кремнезема двояко. С одной стороны, это воздействие прямое, выражающееся в фиксации кремнезема непосредственно организмами. Об этом свидетельствует факт разного характера окремнения грамположительных и грамотрицательных бактерий. Вокруг первых образуется толстая крепкая корка кремнезема, в то время как грамотрицательные бактерии замещаются только тонкой и слабой корочкой. Дело в том, что клетки грамположительных бактерий имеют толстую оболочку, содержащую много пептидогликана, а потому и много свободных функциональных групп, которые и определяют активную фиксацию кремнезема. В грамотрицательных бактериях имеется тонкий слой пептидогликана, зажатый между двумя другими слоями, поэтому существенно меньше свободных функциональных групп, ответственных за фиксацию кремнезема. С другой стороны, органическая структура действует как шаблон, матрица для образования ядер минералов в растворе, благодаря чему эта структура фоссилизуется и фиксируется определенным – волокнистым, игольчатым, кокковидным, линзовидным – строением породы. Экспериментальные работы и натурные наблюдения показывают, что сама литификация осуществлялась крайне быстро – еще при жизни или в течение нескольких часов после смерти организма [11–13].

Обсуждение условий образования кремнистых пород джеспилитов невозможно без выяснений условий образования важнейшего компонента джеспилитов – минералов железа.

Осаждение карбонатов железа и ассоциированного с ними кремнезема происходило в нейтральных или слабокислых средах до массового развития цианобактериальных сообществ в среднем протерозое. В то время существовали кислые и восстановительные среды, способствующие мобилизации, а также и осаждению железа в слабокислых условиях. Последнее находит свое подтверждение в постоянной ассоциации в джеспилитах оксидных руд с сидеритом.

Появившиеся в протерозое цианобактерии интенсивно утилизировали углекислый газ, связывая его в карбонатные породы, что привело к смене в среднем протерозое слабокислой обстановки на щелочную, в которой в среднем и позднем протерозое шло накопление карбонатов, в том числе магнезиальных. Если это так, то железистые кварциты – образования эпох относительно ограниченного развития жизни, а точнее, видимо, определенных ее форм, что определило преобладание «первичных» «добиогенных» условий на земной поверхности. Резкий, «взрывной» скачок развития цианей и прежде всего строматолитообразующих обусловил смену геохимической обстановки, которая оказалась «запретной» для образования подобных пород в последующей геологической истории Земли.

Следующий важный рубеж (граница раннего и позднего палеозоя) – исчезновение обогащенных органическим веществом кремнистых сланцев (фтанитов и лидитов) – коррелируется с выходом организмов и прежде всего растительности на сушу. Является ли это временное совпадение случайным или имеет какую-то общую причину, сказать крайне сложно, возможны несколько вариантов объяснения, но установление подобного факта заслуживает особого внимания.

В меловой период, точнее его вторую половину, на суше сформировались мощные тропические леса с их огромной продуктивностью, что обусловило проявление интенсивного химического, точнее уже биохимического, выветривания

по кислому типу под воздействием жизни (в отличие от такового добиогенного в архее), формирование классических элювиальных бокситов и, соответственно, появление массы растворенного кремнезема. Последний, как отмечал А.Л. Яншин [14], поступая в Мировой океан, «спровоцировал» развитие организмов с кремневой функцией, прежде всего диатомей. Эти организмы оккупировали обширные пространства, в том числе эпиконтинентальных морей, что привело к массовому развитию платформенных диатомитов, трепелов и опок.

Обобщая материалы по эволюции кремненакопления, можно отметить несколько моментов.

Во-первых, в геологической истории отмечается снижение роли вулканизма – прежде всего как поставщика материала и, возможно, как процесса, обеспечивающего его ограниченное по масштабу хемогенное осаждение.

Во-вторых, в фанерозое в связи с появлением скелетной фауны – радиолярий – произошло изменение *способов* извлечения организмами кремнезема из растворов. Химическая фиксация кремнезема активными свободными функциональными группами, по-видимому, посмертная, сменилась прижизненным построением скелетов. «Матричная» форма выделения кремнезема по микробильным пленкам сменилась образованием индивидуальных скелетов (раковин).

В-третьих, отметим эволюцию основных кремнийосаждающих организмов. В течение фанерозойской истории это были радиолярии, но с мела их доля сократилась, и ведущее значение приобрели диатомеи, что, возможно, и привело к некоторому смещению кремненакопления на платформы. Кремневые губки в течение фанерозоя были факультативной кремнийосаждающей группой, причем их значение иногда относительно возросло.

В-четвертых, общее развитие жизни, которое привело к изменению геохимических обстановок атмо- и гидросферы, что в конечном счете обусловило смену механизмов, а во многом и областей осаждения кремнезема, смену типов кремнистых пород. До появления скелетных организмов подобное влияние было, видимо, ведущим и докембрийское кремненакопление определялось именно обстановками того времени. В фанерозое же кремненакопление стало чисто биогенным и обусловлено лишь развитием организмов с кремневой функцией.

Наконец, в-пятых, общее развитие органического мира обусловило определенные рубежи развития тех или иных типов кремнистых пород. Можно наметить по крайней мере три подобных границы: начало фанерозоя – смену чисто микробильного кремненакопления, или, точнее, воздействия микробильной деятельности на кремненакопление биогенным, прекращение образования обогащенных органическим веществом кремнистых сланцев, синхронизированное с началом колонизации суши, и взрывной характер глобального кремненакопления, связанного с появлением и развитием диатомовых водорослей, которое коррелируется со временем появления покрытосеменных растений, образующих формацию тропического леса.

### **3. Некоторые общие показатели взаимосвязи эволюции осадочного породообразования и органической жизни**

Живые организмы и органическая жизнь в целом влияют на осадочный процесс несколькими способами.

Во-первых, это создание собственно живого вещества, которое в виде органического материала, претерпевшего те или иные изменения, образует специфические горные породы – угли, горючие газы, нефть и т. д. Во-вторых, извлекая из окружающей среды, как водной, так и наземной, те или иные соединения, организмы строят свой скелет. В максимальной степени это касается карбонатов кальция и кремнезема, значительно меньше фосфатов, карбонатов магния, стронция и еще реже других компонентов. В итоге образуются мощные толщи карбонатных, кремнистых, в меньшей степени фосфатных и других типов пород. В-третьих, при разложении органического вещества на стадии диагенеза, опять-таки чаще всего при участии бактериального сообщества в осадке, формируются своеобразные минеральные образования различного состава преимущественно конкреционного типа. Наконец, в-четвертых, создание общей геохимической обстановки биосферы (и это, видимо, наиболее важно), что и определяет в конечном счете все осадочные процессы.

Жизнь и ее эволюция влияют на осадочный процесс как на породном, так и на надпородном формационном уровне. При этом первые три указанных выше способа более отчетливо проявляются на породном уровне, четвертый – на формационном. Последнее положение нельзя понимать дословно, поскольку соотношения здесь значительно более сложные и многообразные.

Смена типов организмов вела к изменению структурных типов пород, а нередко и к изменению механизмов осаждения материала. Если говорить о наиболее ярких примерах и, видимо, наиболее изученных карбонатных породах, то в мелководных карбонатах можно указать на смену строматолитовых известняков и доломитов рифея – времени расцвета и даже господства цианобактерий – органогенными и органогенно-обломочными известняками фанерозоя, когда появилась и была широко распространена скелетная фауна. При этом в той или иной степени изменялся и состав породообразующих организмов. Брахиоподы, табуляты и ругозы палеозоя сменились пеллециподами и гексакораллами мезозоя – кайнозоя. Смена цианобактериальных сообществ высокоорганизованной скелетной фауной привела к смене биохемогенного осаждения карбонатного материала в протерозое чисто биогенным в фанерозое (точнее, к изменению соотношений того и другого).

В пелагических областях, где формировались нектоно-планктоногенные формации, тентакулитовые известняки палеозоя сменились аммонитовыми триаса – юры, затем кокколитовыми мела – низов палеогена и наконец птероподово-фораминиферовыми осадками (и породами) кайнозоя. Появление массового планктона в виде кокколитофорид, птеропод, планктонных фораминифер и др. наряду с другими факторами обусловило существенное сокращение формирования бентоногенных карбонатных формаций и, напротив, образование планктоногенных.

Образование радиоляритов и кремнистых сланцев палеозоя обусловлено развитием радиолярий, а опоковой формации мезозоя – кайнозоя – диатомеей.

Влияние жизни на уровне формаций ярко проявляется в эволюции красноцветных толщ [15, 16].

Только после появления наземной растительности стало возможным массовое образование углей. Возникновение цветковых растений и становление

во второй половине мела «формации тропического леса» с ее огромной продуктивностью и, соответственно, способностью к химическому выветриванию обусловило появление и широкое развитие латеритного выветривания и латеритных бокситов. Вторым следствием этого процесса стал вынос в моря и океаны освободившихся огромных масс растворенного кремнезема, что, в свою очередь, стимулировало вспышку развития кремнийусваивающих организмов и массовое осаждение биогенного кремнезема, что нашло свое выражение в образовании опоковой формации.

Изучение эволюции осадочного породообразования дает интересный пример того, как *метод* исследования и установления *факта* эволюции становится одним из важнейших *способов* выяснения *причин* породообразования и их изменения.

Например, установление факта изменения во времени состава осадочных карбонатных пород (преимущественно кальцитовый в архее, преобладающее развитие магнезиальных в протерозое и последовательное, хотя и ступенчатое сокращение в фанерозое) и синхронная (точнее, видимо, квазисинхронная) эволюция автотрофов, и прежде всего микробиальных, в том числе цианобактериальных, сообществ (рис. 1), наряду с целенаправленными натурными и экспериментальными работами, позволили с высокой степенью вероятности объяснить *происхождение* магнезиальных карбонатов – доломитов и магнезитов [5, 6, 17–20].

Не ставя целью разработку сколько-нибудь детальной программы развития эволюционного раздела в литологии, объектов и направлений подобного анализа, предполагаем, что одним из важнейших направлений будет совместное изучение эволюции осадочного процесса и органического мира, их взаимовлияния и результатов, как в виде эволюции отдельных пород, формаций, так и общей эволюции геохимической среды внешних геосфер, которая определяется биогенными и абиогенными процессами и сама влияет на них.

### Summary

*V.G. Kuznetsov.* Correlation between the Evolution of Organic World and Sedimentary Rock Formation in the History of the Earth.

The article discusses the main causes of the evolution of sedimentary rock formation in the Earth's history, i.e. change in the composition of sourceland rocks and in the composition and geochemical characteristics of the atmosphere and hydrosphere, the origin and development of life. It also analyses the evolution of carbonates and cherts and shows a key influence of life on the change in the composition and properties of the outer geospheres and sedimentary rock formation as a whole.

**Key words:** evolution, sedimentary rock formation, biota, carbonate rocks, chert rocks.

### Литература

1. Янин А.Л. Л.В. Пустовалов – основоположник учения об эволюции геологических процессов // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. – 1993. – Т. 68. Вып. 4. – С. 104–111.
2. Вернадский В.И. Биосфера. – Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1926. – 146 с.
3. Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава Мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2005. – Т. 13, № 2. – С. 19–29.

4. *Заварзин Г.А.* Микробный геохимический цикл кальция // *Микробиология*. – 2002. – Т. 71, № 1. – С. 5–22.
5. *Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатакопления в истории Земли. – М.: ГЕОС, 2003. – 262 с.
6. *Кузнецов В.Г.* Связь эволюции цианобитов и стратиграфического размещения магнетитов // *Изв. вузов. Геол. и разведка*. – 2004. – № 4. – С. 30–36.
7. *Кузнецов В.Г.* Эволюция кремнеакпления в истории Земли и ее соотношение с развитием биоты // *Докл. РАН*. – 2011. – Т. 441, № 6. – С. 775–779.
8. *Seong-Joo L., Golubic S.* Microfossil populations in the context of synsedimentary micrite deposition and acicular carbonate precipitation: Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation, China // *Precambrian Res.* – 1999. – V. 96. No 3–4. – P. 183–208.
9. *Walsh M.* Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa // *Precambrian Res.* – 1992. – V. 54. – P. 271–293.
10. *Westall F.* The geochemical environment and earliest life on Earth // 32nd Int. Geological Congress: Abstracts. – Florence, Italy, 2004. – Part 2. – P. 978.
11. *Герасименко Л.М., Сапова Е.В., Орлеанский В.К., Ушатинская Г.Т., Жегалло Е.А., Розанов А.Ю., Заварзин Г.А.* Силицификация цианобактерий в лабораторной культуре // *Кварц. Кремнезем: Материалы Междунар. семинара*. – Сыктывкар: Геопринт, 2004.
12. *Крылов И.К., Тихомирова К.Н., Орлеанский В.К.* К образованию кремнистых микрофоссилий // *Палеонтолог. журн.* – 1988. – № 3. – С. 249–259.
13. *Westall F., Boni L., Guerzoni E.* The experimental silicification of microorganisms // *Paleontology*. – 1995. – V. 38, No 3. – P. 495–528.
14. *Янин А.Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. – Л.: Наука, 1988. – 39 с.
15. *Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. – Новосибирск: Наука, 1978. – 190 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 416).
16. *Анатольева А.И.* Эволюция континентального красноцветного породообразования в истории Земли // *Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах*. – М.: Наука, 1983. – С. 121–128.
17. *Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т.* Роль цианобактерий в кристаллизации магниальных кальцитов // *Палеонтолог. журн.* – 2006. – № 2. – С. 14–20.
18. *Bontognali T.R.R., Vasconcelos C., Warthmann R.J., Bernasconi Ch.M., Dupraz Ch., Strohmenger Ch., McKenzie J.A.* Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates) // *Sedimentology*. – 2010. – V. 57, No 3. – P. 824–844.
19. *Burns St.J., McKenzie J.A., Vasconcelos Cr.* Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic // *Sedimentology*. – 2000. – V. 47, Suppl. 1. – P. 49–61.
20. *Wacey D., Wright DT., Boyce A.J.* A stable isotope study of microbial dolomite formations in the Coorong Region, South Australia // *Chem. Geol.* – 2007. – V. 244, No 1–2. – P. 155–174.

Поступила в редакцию  
14.11.11

---

**Кузнецов Виталий Германович** – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры литологии Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина, г. Москва.  
E-mail: [vgkuz@yandex.ru](mailto:vgkuz@yandex.ru)