

УДК 551.314+551.351

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ СИСТЕМ РИФЫ-ЭВАПОРИТЫ

© 2004 г. А. А. Байков

Ростовский государственный университет
344090 Ростов-на-Дону, ул. Зорге, 40
E-mail: litos@mail.tp.ru

Поступила в редакцию 20.01.2003 г.

Рассчитана продолжительность функционирования звеньев латеральной парагенетической системы рифы-эвапориты кембрия и поздней юры. Расхождение между суммарным временем вертикального роста барьерных рифов и суммарным временем эвапоритообразования колеблется от 3 до 50 раз. При этом огромный промежуток времени барьерные рифы не наращивались в мощности, а соли в галогенных бассейнах не отлагались. Особенности развития системы рифы-эвапориты необходимо учитывать при оценке перспективности барьерных рифовых массивов на полезные ископаемые, в частности сульфиды Pb, Zn и других элементов.

Фактический материал по галогенным формациям и рифогенным комплексам различных структурно-тектонических зон, имеющих очень широкий стратиграфический диапазон (кембрий-квартер), несомненно свидетельствует об их латеральной сопряженности. Вместе с тем, взгляды исследователей на систему рифы-эвапориты в части их генетической взаимосвязи и синхронизации существенно разнятся, а во многом эта система остается неизученной.

В соответствии с классической концепцией фанерозойское соленакопление происходило в солеродных бассейнах, имеющих затрудненную связь с открытым морем (континентальный галогенез нами не рассматривается) и находящихся в аридном климате. Наиболее благоприятной для эвапоритовых процессов является биогермная перемычка, выполняющая роль бара между этими водоемами [Седлецкий и др., 1977], причем формирование рифовых баров и галогенных толщ во времени должно подчиняться определенным закономерностям.

По представлениям В.И. Седлецкого с соавторами, галогенные толщи фациально замещают рифогенный комплекс "...в пределах узкой полосы, включающей промежуточные члены фациального ряда рифовое ядро-соль" [Седлецкий и др., 1977, с. 8]. Биогермообразование рассматривается как один из важных факторов, обеспечивающих необходимые условия для развития галогенеза на всех его стадиях. При отрицательных движениях морского дна рифовый комплекс способен к быстрому вертикальному росту, при поднятии субстрата биогермные образования могут оказаться в зоне гидродинамической активности, где они подвергаются разрушению. По

В.И. Седлецкому с соавторами "...особенности механизма биогермообразования делают этот процесс компенсационным по отношению к тектоническим факторам, что в свою очередь приводит к стабилизации гидродинамического режима в бассейне галогенной седиментации, контролируемом формирующимися рифогенными толщами" [Седлецкий и др., 1977, с. 9]. Таким образом, биологическая баровая перемычка между открытым морем и солеродным бассейном, автоматически регулирует приток морской воды в данный бассейн. Это показано для всех типов солеродных бассейнов, выделенных по ландшафтно-тектоническим признакам, которые питаются океанической водой и находятся в аридном климате [Страхов, 1962]. Динамику процесса рифообразования-соленакопление В.И. Седлецкий с соавторами [1977] детально не рассматривали.

Латеральная сопряженность галогенного и рифогенного комплексов признается некоторыми сторонниками эндогенной концепции формирования соляных толщ, причем фациальная сопряженность между ними "...прослеживается по всему ряду морских обстановок и отсутствует вне этого ряда..." [Беленицкая и др., 1990, с. 279]. Однако, анализируя пространственно-временные взаимоотношения этих комплексов, сделан вывод, в соответствии с представлениями М.М. Грачевского [Грачевский и др., 1969], "...о преобладающей их асинхронности везде, где предполагается единый бассейн седиментации, и о последовательном чередовании этапов рифо- и галогенеза, каждый из которых связан с паузой в развитии другого" [Беленицкая и др., 1990, с. 281–282]. Рифогенные и галогенные образования приурочены к единым седиментационным циклам, при этом рифогенные – к нижнему члену цикла, галогенные –

к верхнему. Совпадение во времени галогенеза и рифогенеза отмечено в Сибирском бассейне кембрия–раннего ордовика¹, Предкавказском бассейне поздней юры, но с оговоркой, что “...синхронизация фаз гало- и рифогенеза требует дополнительного обоснования” [Беленицкая и др., 1990, с. 282].

По В.Г. Кузнецову [1972, 1978], характер взаимоотношения солей и рифов (принадлежность последних к барьерным, выполняющим роль барьерной перемычки, не указывается) зависит от типа соленосной толщи. При однородном моноциклическом строении соленосной толщи она моложе рифов. При наличии мощных рифов и полициклическом развитии бассейна, т.е. возникновении полициклических соленосных толщ, соотношение рифов с вмещающими породами более сложное. “В период накопления карбонатных или глинисто-карбонатных осадков в краевых частях бассейна или на отдельных локально приподнятых участках могут формироваться рифы. Периодические повышения солености распространяются на весь водоем, вызывают соленакопление и ведут к кратковременным приостановкам рифообразования, а в следующий этап карбонатонакопления вновь возобновляется рост рифа. При этом в теле рифа отмечаются следы перерыва, соответствующие периодам соленакопления в окружающих депрессиях” [Кузнецов, 1978, с. 236]. Автор считает, что полициклическая соленосная толща может полностью или частично соответствовать рифам.

В данных представлениях необходимо отметить два важных обстоятельства. Во-первых, обращено внимание на следы перерывов в теле рифа, причем периодические приостановки в развитии рифов могут быть зафиксированы и ангидритовыми пластами. “В этих случаях карбонатные породы рифов образовались не одновременно с эвапоритами межрифовых пространств, однако целиком рифовый массив стратиграфически им одновозрастен” [Кузнецов, 1978, с. 236–237]. Во-вторых, перерыв в рифообразовании автором объясняется не приостановкой роста рифов по достижении их гребнем минимальных глубин и достаточно длительном нахождении на этом уровне, а осолонением воды бассейна.

Мы признаем (в случае экзогенного развития галогенеза) решающее значение барьерных рифов как регулятора поступления морской воды в солеродный бассейн. Учитывая возможные обстановки и скорости рифообразования, особенности строения разрезов галогенных толщ и скорости соленакопления, следует отметить значительную сложность в реализации взаимообусловленного

процесса рифообразование–соленакопление во времени. Цель настоящей работы состоит в попытке определить и сопоставить продолжительность формирования каждого из элементов латеральной парагенетической системы рифы–эвапориты на примере Восточно-Сибирского и Предкавказского солеродных бассейнов. Предварительно остановимся на некоторых аспектах роста рифов и соленакопления.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СПЕЦИФИКА РОСТА РИФОВ

Современные рифостроители (кораллы, водоросли и другие, автотрофные известь выделяющие организмы) развиваются в морской воде нормальной солености со среднегодовой температурой + 20°C, содержащей небольшое количество взвешенных частиц и обилие питательных веществ. Опреснение или осолонение воды, высокое содержание взвеси губительны для кораллов. Рифы могут развиваться на любом субстрате и на любом участке моря (океана), если глубина его не превышает 20–40 м. Самыми благоприятными для расцвета рифообразующих кораллов и гидридов являются глубины 5–10 м. Важнейшим фактором их продолжительного роста признан тектонический.

Скорости роста современных рифостроителей весьма различны и колеблются от 0.7–0.8 см/год до 20.0 см/год, средняя величина роста – 2.5 см/год [Наливкин, 1955]. В фанерозое, поскольку состав рифостроителей во времени изменялся [Кузнецов, 1983, 2000], условия их обитания могли отличаться от современных, а скорость извлечения карбонатного материала и роста рифов, возможно, были иными.

Положение рифа на оптимальной для его развития (т.е. роста) глубине определяется тектоническими подвижками, а также, по В.Г. Кузнецову [1978], и эвстатическими колебаниями уровня бассейна седиментации. Учет этих факторов имеет решающее значение при определении скорости вертикального роста рифогенных массивов. Основные варианты поведения системы тектонические подвижки–рифообразование сводятся к следующему [Наливкин, 1955; Задорожная и др., 1982; Байков, 2002].

Субстрат рифа постепенно опускается со скоростью, равной скорости роста рифообразователей. Это наиболее оптимальный вариант, при котором рифогенный массив наращивается в вертикальном направлении и с максимальной скоростью.

Субстрат рифа постепенно опускается, но со скоростью, меньшей скорости роста рифообразователей. Вертикальный рост рифа происходит в замедленном режиме, так как возможности риф-

¹ В геологической литературе этот бассейн обычно называют Восточно-Сибирским, возраст его принимается как нижний-средний кембрий [Высоцкий и др., 1988 и др.].

фостроителей полностью не реализуются. Одновременно с этим рифовый массив наращивается по горизонтали. Возможен частичный размыв вертикальных каркасных структур. Н.М. Задоржная [1975] считает, что в данном случае образуются рифогенные тела преимущественно линзовидной формы, вытянутые по горизонтали (горизонтальный размер их больше вертикального).

Субстрат рифа испытывает сложные многократные пульсации (чередование опусканий с оптимальной для роста рифостроителей скоростью и остановок движения). Периоды максимально возможного вертикального роста каркаса сменяются его развитием в горизонтальной плоскости и даже частичным размывом рифогенного массива. Результат подобного рода пульсаций – формирование рифа елкоподобной формы, столь характерной для очень многих рифов, морфология которых хорошо изучена. Вычленив время только вертикального роста рифов из общего времени их развития пока не представляется возможным.

Субстрат рифа опускается со скоростью, превышающей компенсационный рост рифостроителей. При погружении гребневой части рифа на глубину более 45 м организмы, строящие его каркас, должны погибнуть.

Субстрат рифа испытывает постоянный подъем. Рифовый массив оказывается в зоне разрушения волнами, мощность его постепенно уменьшается.

Воздействие на рифостроящие организмы тектонических подвижек субстрата, ведущая роль которых признается большинством исследователей рифов, и колебаний уровня моря не имеет принципиальных различий, а рифы должны быть отнесены к непрерывно-прерывистым по характеру развития образованиям.

При таком формировании рифовых массивов для определения скорости их роста приходится оперировать мощностью рифа и общим временем роста, которое складывается из времени вертикального роста, горизонтального роста, возможного размыва рифов и отрицательного влияния эвстатических колебаний уровня моря. Для современных и древних рифов определить указанные временные отрезки невозможно. Поэтому при расчете скорости роста конкретного объекта в определенном стратиграфическом интервале мы вынуждены в качестве времени роста принимать его геологический возраст, тем самым заведомо уменьшая расчетную скорость рифов по сравнению с ее реальной величиной. Фактически делением мощности рифа на геологический возраст вычисляется не скорость роста рифов, а скорость образования рифа, учитывающая все нюансы его развития.

Нами рассчитаны скорости образования атоллов и барьерных рифов разного возраста [Байков, 2002].

Скорости образования атоллов девонского, палеоген-четвертичного, неогенового и четвертичного возраста колеблются от 25Б до 106Б, по Д.В. Наливкину [1955], скорость роста атолла о-ва Парацел 3 мм/год. Примерно такие же скорости образования характерны для барьерных рифов силура, девона, перми, триаса, юры – от 18Б до 110Б. Если считать, что Большой Барьерный Риф сформировался за последние 20 тыс. лет [Кузнецов, 1978], скорость его образования 7.5 мм/год. Анализируя этот цифровой материал, мы пришли к следующим выводам, которые важны для решения проблемы времени формирования латеральных парагенетических систем рифы-эвапориты.

Возможность роста биогермных тел с огромной скоростью (до 20.0 см/год), сопоставимой лишь с хемогенным накоплением сульфатов и хлоридов Na, K, Mg в галогенезе (до 10 см/год), практически не реализуется даже в четвертичное время. Наиболее достоверными являются данные о скорости роста рифов о-ва Парацел – 3 мм/год. Несмотря на различный тип, возраст и мощность рифовых построек, с учетом этой цифры время, необходимое для образования рифов только при их непрерывном вертикальном росте, составляет до 5.5% от общего времени формирования, то есть геологического возраста.

Более 90% времени мощность рифов не наращивается. Можно полагать, что в этот огромный временной промежуток, наверняка складывающийся из многих интервалов, рифы растут в горизонтальном направлении, подвергаются частичному размыву, вероятно даже гибель рифостроителей с последующим возобновлением их жизнедеятельности при появлении соответствующих экологических обстановок.

О ВРЕМЕНИ ОТЛОЖЕНИЯ СОЛЕЙ И СУЩЕСТВОВАНИЯ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

На примерах сульфатно-галогенной гаурдакской свиты кимеридж-титона Среднеазиатского солеродного бассейна (его Восточно-Туркменского суббассейна), галогенной формации кунгурского века Верхнекамского бассейна нами [Байков, Седлецкий, 2001] показано огромное расхождение возраста галогенных толщ по геологическим данным (17 млн. лет и 9.9 млн. лет соответственно) и расчетам, в которых учитывались мощности годичных слоев ангидрита и каменной соли. Поэтому мы считаем, что при изучении галогенных бассейнов и сопряженных с ними рифовых комплексов необходимо различать два очень важных временных интервала – время существования солеродного бассейна (кимеридж-титон Восточно-Туркменского суббассейна) и время, в течение которого отлагались

различные соли, запечатленные в осадке и разрезе (Восточно-Туркменский суббассейн – первая сотня тысяч лет). Подобного рода временные несоответствия характерны и для других галогенных бассейнов, однако до сих пор они остаются вне внимания исследователей.

Данный факт может быть объяснен только многочисленными скрытыми перерывами в хемогенной садке солей, вызванными рядом причин, включая распреснение рапы и практически полную “консервацию” солеродного бассейна, когда объем его изменялся очень мало, а хемогенные осадки годичного цикла вовсе не отлагались. Важнейшим фактором стабилизации объема воды в бассейне является, по нашему мнению, развитие барьерных рифов со всеми особенностями их роста. Представляется вполне возможным, что длительное (миллионы лет) существование солеродного бассейна связано также с периодическими изменениями климата – от экстрааридного до семиаридного. При определенном балансе системы “приток морских, речных вод, атмосферных осадков – испарение” бассейн мог “консервироваться”. В частности, по В.И. Копнину [1977], в условиях равенства приток–испарение система не достигает хлоридной стадии, останавливаясь на уровне садки CaSO_4 . Для того, чтобы началось осаждение галита, требуется нарушение водного баланса бассейна – испарение должно превышать приток слабосоленых морских вод. При очень малом испарении в семиаридном климате бассейн может существовать на любой из стадий (карбонатной, сульфатной, галитовой) гораздо дольше расчетного времени без ощутимой садки соответствующих компонентов.

Таким образом, деление мощности карбонатных, ангидритовых и галоидных пород на мощность годичных слоев, установленных в галогенных толщах фанерозоя, позволяет судить о времени седиментации соответствующих осадков очень приблизительно. По-видимому, в данном случае определяется нижний временной предел периода их накопления при условии (допущении), что этот процесс был непрерывным.

Многочисленные периоды распреснения галогенных бассейнов, например Восточно-Сибирского, четко фиксируемые осаждением карбонатов после легко растворимых солей, как нам кажется, безусловно свидетельствуют о резком увеличении глубин в области барьерных рифов. Рифовый массив какое-то время не успевает компенсировать отрицательные подвижки субстрата, поэтому приток морской воды в галогенный бассейн рифовой перемычкой практически не контролируется.

В следующих разделах определяются продолжительность формирования эвапоритов и барьерных

рифов Восточно-Сибирского и Предкавказского солеродных бассейнов.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ БАССЕЙН

Одним из примеров солеродного бассейна с достоверно установленными длительной историей развития и латеральной системой рифы-эвапориты следует считать Восточно-Сибирский калиеносный бассейн кембрийского возраста. В его пределах развита полициклическая соленосная толща (по терминологии М.М. Грачевского и В.Г. Кузнецова).

Бассейн располагается в пределах Сибирской платформы на громадной территории, площадь которой превышает 2.0 млн км². Характеристику геологического строения бассейна и его соленосности можно найти в большом количестве публикаций [Жарков, 1974; Британ и др., 1977; Высоцкий и др., 1988 и др.].

Восточно-Сибирский бассейн в плане имеет почти треугольную форму, южная вершина которого находится у г. Иркутска. По поверхности фундамента в его пределах выделяются крупные Ангаро-Ленская, Присаяно-Енисейская, Тунгусская синеклизы, Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы. Вдоль восточной зоны бассейна располагаются Ангаро-Ленский и Мурбайско-Частинский прогибы, Нюйско-Джербинская и Березовская впадины, вблизи западной зоны – Канско-Тассеевская, Вельминская и другие менее крупные впадины, а также Бахтинско-Кондроминский прогиб. В южной части бассейна, называемой Иркутским амфитеатром, выделяются Илгинская впадина, а в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы – Суриндо-Гаженский прогиб с промышленной калиеносностью.

Рассматриваемый бассейн в кембрийское время являлся огромной топографически отрицательной структурой платформы. Общая мощность выполняющих его пород, включая галогенные образования, превышает 3600 м. Соленосный разрез представляет собой многократное переслаивание пластов каменной соли мощностью 5–30 м, редко – 50–100–300–400 м, с пластами и пачками сульфатных и карбонатных пород. Пачки карбонатных и сульфатно-карбонатных образований прослеживаются на обширных территориях бассейна. Суммарная мощность каменной соли превышает 2500 м.

В нижне-среднекембрийском разрезе Восточно-Сибирского бассейна И.В. Британом с соавторами [1977] выделены 17 соляных толщ (от S_1 до S_{16}) и 16 карбонатных маркирующих горизонтов или пачек (от R_1 до R_{XVI}). Принадлежность их к различным свитам указана в таблице.

Соленосная часть разреза начинается терригенно-карбонатно-соляной мотской свитой в

Схема расчленения соленосных отложений кембрия на Сибирской платформе [Британ и др., 1977]

Система	Отдел	Ярус, горизонт	Опорный горизонт (R), соляные пачки (S)	Свита	
Кембрийская	Верхний			Кондратьевская (Илгинская)	
	Средний	Майский		Верхоленская	
		Амгинский (Зеледеевский)	R _I S ₁	Литвинцевская	
	Нижний	Наманский			Ангарская
			Чарский	R _{II} S ₂ R _{III} S ₃ R _{IV} S ₄ R _V S ₅ R _{VI} S ₆	
		Олекминский			Булайская
			Урицкий	R _{VII} S ₇	
			Толбачанский	S _{7a} R _{VIII} S ₈ R _{IX} S ₉	
		Эльгянский			Усольская
			Усольский	R _X S ₁₀ R _{XI} S ₁₁ R _{XII} S ₁₂ R _{XIII} S ₁₃ R _{XIV} S ₁₄	
		Иркутский			Мотская (верхняя и средняя подсвиты) (Островная)
				R _{XV} S ₁₅ R _{XVI} S ₁₆	

объеме трех подсвит, относимой к иркутскому горизонту раннего кембрия или венда [Хоментовский, 1976 и др.]. Нижнемотская подсвита сложена песчаниками, алевролитами и сланцами, частично красноцветными, мощностью до 200 м. Разрез средне- и верхнемотской подсвит образован доломитами, песчаниками, алевролитами, которые содержат прослой ангидрита, а на отдельных площадях – каменную соль (толщи S₁₆ и S₁₅, мощнос-

тью соответственно 370 и 425 м). Выше следует карбонатно-галогенный комплекс, разделяемый на усольскую, бельскую, булайскую, ангарскую и литвинцевскую свиты. Надсолевые средне-верхнекембрийские образования в объеме майского горизонта и илгинской свиты представлены толщей красноцветных алевролитов, песчаников, глинистых известняков, в нижней части иногда содержащих ангидриты.

В усольской свите выделены пять соляных и четыре карбонатных (маркирующих) пачек (см. таблицу). Мощность соляных пачек – 8–75 м. Во впадинах она резко увеличивается, достигая суммарных значений 1000–1200 м. Каменная соль содержит прослои карбонатных, карбонатно-сульфатных пород и галопелитов. Маркирующие пачки мощностью 40–50 м сложены преимущественно доломитами и ангидритами.

Вышележащая бельская свита представлена в основном переслаивающимися доломитами и известняками общей мощностью 240–520 м, которые содержат остатки трилобитов. Пачки каменной соли (S_9 , S_8 , S_{7a}) прослеживаются не повсеместно. Суммарная мощность их 50–200 м.

Разрез булайской свиты мощностью 95–150 м образуют преимущественно доломиты, местами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков с обильными остатками ископаемой фауны. В нижней части они содержат ангидриты и доломит-ангидриты.

Наиболее сложное строение и фациальная изменчивость характерны для ангарской свиты. В ее разрезе установлены пять соляных (S_6 – S_2) и четыре карбонатных (R_{VI} – R_{III}) пачек общей мощностью 300–650 м, при мощности пачек каменной соли от нескольких десятков до 150 м, иногда до 250–300 м. Площади распространения пачек S_4 , S_3 и S_2 в сравнении с нижними пачками последовательно уменьшаются. Соленасыщенность свиты колеблется от 12 до 58%. С ангарской свитой связана промышленная калиеносность соляной пачки S_6 в Суриндо-Гаженском прогибе, где ее мощность достигает 300 м (Непское калийное месторождение).

Соленосный разрез завершается литвинцевской свитой, которая содержит две карбонатные (R_{II} и R_I) и соляную (S_1) пачки общей мощностью более 220 м. Каменная соль S_1 мощностью до 100 м распространена в центральных районах Иркутского амфитеатра и в Тунгусской синеклизе.

Выше залегают надсолевые красноцветные алевролиты, песчаники, глинистые известняки, иногда в нижней части с ангидритами, мощностью до 1000 м. Они относятся к майскому ярусу среднего кембрия–верхнему кембрию.

Таким образом, Восточно-Сибирский солеродный бассейн, просуществовавший не менее 42.7 млн лет, характеризуется резкими колебаниями солености вод. М.А. Жарков [1974] выделил в его развитии пять циклов галогенной седиментации первого порядка – иркутский, усольский, бельский, ангарский, литвинцевский. Каждый из них распадается на циклы подчиненного порядка, которым соответствуют стадии формирования соляных пачек и пластов. Вода бассейна нередко осолонялась вплоть до садки сильвина и карналлита. Многочисленные распреснения различной

по времени длительности фиксируются наличием пластов ангидрита, доломита и известняков, мощность которых колеблется весьма значительно. В отдельные периоды соленость вод падала до нормальной, о чем свидетельствуют заключенные в известняках остатки трилобитов и другой ископаемой фауны.

Периодичность осолонения и последующего распреснения воды бассейна можно объяснить его палеогеографическими особенностями. Этот бассейн представлял собой внутренний водоем. На севере, северо-востоке и востоке он ограничивался сравнительно узкой (100–150 км) протяженной (около 2000 км) зоной археоциатово-водорослевых рифов, мощностью около 1800 м, барьерного типа [Британ и др., 1977; Савицкий, Асташкин, 1978; Чечель, Машович, 1983]. Они достоверно известны на протяжении усольского, бельского, ангарского, литвинцевского времени, предполагаются в средне-позднемоготское время и майском веке. Рифовая система пространственно совпадает с резко выраженным флексуобразным перегибом, в пределах которого пласты под углами до 30° падают на северо-восток. В целом положение рифов контролировалось разломами фундамента северо-западной ориентировки. Северо-восточнее барьерной зоны находилось открытое море с нормальной соленостью воды. Вероятно, в периоды, когда рост рифов не успевал компенсировать опускание рифового субстрата, морская вода свободно, без ограничений поступала в бассейн, и накапливались либо доломитовые, либо известковые осадки с трилобитами. Как только рифовый барьер резко ограничивал связь бассейна с открытым морем, вода его быстро осолонялась, что приводило к садке сульфатов кальция, галита, сильвина и карналлита.

Рассмотрим более подробно динамику и тем самым относительное время взаимодействия системы рифы–эвапориты.

Зарождение рифового барьера в зоне крупного нарушения и возникновение биогенной баровой перемычки в ее пределах привели к обособлению в иркутское время самостоятельного Восточно-Сибирского бассейна. Вертикальный рост рифов явно опережал отрицательные подвижки их субстрата. Как только гребневая часть барьера оказалась на глубинах, обусловивших в аридном климате дефицит морской воды в системе приток–испарение, начиналось постепенное осолонение бассейна. Одновременно с этим интенсивное наращивание мощности барьерных рифов должно сменяться преимущественно их горизонтальным ростом, при условии незначительных подвижек субстрата. В период садки галита (пачка S_{16}) поступление в солеродный бассейн морской воды было минимальным. Это значит, что рифы оказались на минимально возможной для

жизнедеятельности глубине, не исключается их частичное разрушение.

Затем происходит распреснение воды бассейна до стадии садки карбонатов (пачка R_{XYI}). Приток больших объемов морской воды можно объяснить резким опусканием субстрата системы барьерных рифов. Скорость отрицательных тектонических подвижек какое-то время намного превосходила компенсационные возможности рифостроителей. Замедление или даже приостановка опусканий привела к тому, что гребень рифа вследствие интенсивного вертикального роста вновь оказался на глубинах, недостаточных для хотя бы равенства объемов воды в системе приток–испарение. Это приводит к осолонению бассейна и садке галита (пачка S_{15}). В данный период вертикальный рост рифа минимален, так как субстрат должен опускаться с минимальной скоростью, он разрастается преимущественно в горизонтальном направлении, возможен частичный размыв гребневой части рифа.

Далее бассейн снова очень быстро распресняется, происходит накопление карбонатных илов (пачка R_{XY} верхней части иркутского горизонта). Это значит, что в связи с быстрым некомпенсированным погружением области барьерных рифов в его пределы вновь хлынула морская вода, разбавившая рапу так, что вода бассейна оказалась почти нормальной солености.

На протяжении усольского, бельского, булайского, ангарского и верхоленского веков происходит многократное циклическое повторение взаимосвязанных событий в области барьерного рифа и солеродного бассейна, подобных описанным для иркутского времени. Одновременно с резкими отрицательными подвижками в области барьерных рифов и их интенсивным вертикальным ростом в Восточно-Сибирском бассейне сформировались карбонатные пачки ($R_{XIY}-R_I$). При достижении гребнем рифа определенных глубин начиналась садка легко растворимых солей (пачки $S_{14}-S_1$). Однако вертикальный рост рифов какое-то время не прекращался.

На конечных этапах стадии садки солей рифы росли преимущественно в горизонтальном направлении и даже могли частично разрушаться.

Таким образом, в истории развития барьерных рифов, ограничивающих галогенный бассейн, можно выделить две стадии. Первая стадия соответствует био- и хемогенному (или только хемогенному) карбонатонакоплению в этом бассейне, вторая стадия – садке сульфатов кальция и легко растворимых солей.

В конце среднего (майский век)–позднем кембрии по каким-то причинам барьерный риф перестал функционировать как компенсатор глубин и регулятор поступления морской воды из питающего бассейна, латеральная парагенетическая си-

стема рифы-эвапориты нарушилась. Это привело к тому, что Восточно-Сибирский солеродный бассейн прекратил существование.

Рассчитаем время накопления толщ каменной соли и вероятного вертикального роста рифов, образующих латеральную парагенетическую систему рифы-эвапориты Восточно-Сибирского бассейна. Как уже отмечалось, суммарная мощность толщ каменной соли превышает 2500 м, барьерных рифов – около 1800 м. Если в течение года осаждается 4–8 см галита, для садки рассматриваемой толщи потребуется $2500 \text{ м} : 8 \text{ см} = 31250$ лет или $2500 \text{ м} : 4 \text{ см} = 62500$ лет. При условном приросте рифов 3 мм/год время их вертикального роста составляет $1800 \text{ м} : 3 \text{ мм} = 600$ тыс. лет. Если время вертикального роста рифов составляет 2–5% (в среднем 3.5%) времени их развития, т.е. геологического возраста (алданский-амгинский века нижнего-среднего кембрия – около 42.7 млн лет, по С.Л. Афанасьеву [1987]), вертикальный рост рифов происходил в течение $42.7 \text{ млн лет} : 100 \times 3.5 = 1494500$ лет. Эта цифра значительно увеличится при отнесении иркутского горизонта к позднему венду.

Существенное расхождение (в 10–50 раз) между суммарным временем эвапоритообразования и суммарным временем вертикального роста рифов объясняется следующим образом.

В расчете не учтена садка сульфатов кальция, которая в несколько раз продолжительней садки галита, что заметно уменьшает отмеченное расхождение. Примерно 1.4 млн лет – это время вертикального роста рифов, соответствующее синхронному накоплению какой-то части суммарной мощности карбонатных пачек Восточно-Сибирского бассейна. В течение огромного промежутка времени развития этого бассейна (примерно 41.2 млн лет) рифы не наращивались в мощности, находясь либо на запредельных для рифостроителей глубинах, либо в волноприбойной зоне и подвергаясь частичному размыву.

ПРЕДКАВКАЗСКИЙ СОЛЕРОДНЫЙ БАСЕЙН

Предкавказский солеродный бассейн верхнеюрского (кимеридж–титон) возраста сформировался на территории узкого перикратонного прогиба, который возник в южной части Скифской плиты. Площадь распространения выполняющих его карбонатно-сульфатных и соляных образований около 50 тыс. км². Собственно соляные отложения выполняют Восточно-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины прогиба, разделенные Эльбрус-Ставропольским поднятием. Вследствие достаточной обособленности их следует выделять как суббассейны – Западно-Предкавказский и Восточно-Предкавказский [Байков и др., 1987].

Восточно-Кубанская впадина, имеющая северо-западную ориентировку, расположена под острым углом к складчатости Кавказа. На северо-востоке она граничит по Невинномысскому разлому со Ставропольским поднятием, на юге по субширотному Черкесскому разлому – с Северо-Кавказским краевым массивом. Западной границей впадины с Западно-Кубанским прогибом являются Лагонакская ступень Сочи-Белореченской антикавказской зоны разломов, а затем область выклинивания верхнеюрских отложений вдоль Каневско-Березанского вала, сливающаяся с такой же зоной Ставропольского поднятия, которая образовалась вдоль Невинномысского разлома. На юго-востоке впадина протягивается до Минераловодского выступа, относящегося к Эльбрус-Ставропольскому поперечному поднятию. Общий контур Западно-Предкавказского суббассейна отчетливо вырисовывается с оксфорда как мелководный шельф [Бойко и др., 1977].

В Западно-Предкавказском суббассейне сформировалась галогенная толща (кузнецовская свита по В.Л. Сапуновой и А.М. Черненко [1982]) большой мощности. Она разделяется на четыре пачки, соответствующие крупным ритмам формирования этой толщи. Пачка I (нижняя) – галитовая, мощностью до 1100 м. В переходной зоне от подстилающих известняков оксфорда–кимериджа сложена переслаивающимися ангидритами и известняками (до 120 м) с прослоями каменной соли. В залегающих выше галитах наблюдаются пласты ангидритов мощностью 1.0–25.0 м. Пачка II сложена ангидритами и карбонатными породами мощностью 110–220 м. Пачка III сульфатно-галитовая (до 320 м). В ней выделяются до 54 слоев каменной соли мощностью 0.05–11.3 м и 50 – ангидрита (0.05–6.4 м), есть прослой глины (до 2.0 м). Пачку IV образуют ангидриты, глины и каменная соль общей мощностью до 120 м. Наиболее интенсивные опускания на территории Западно-Предкавказского суббассейна произошли по линии площадей Кошехабльская–Ярославская–Шедокская. На Ярославской площади мощность галогенной толщи – до 1800 м, из них каменная соль составляет 65–70%, ангидриты 20–25%. Максимально погруженная область Западно-Предкавказского суббассейна является калиеносной. Здесь прослежено до трех пластов калийных солей мощностью 5–16 м [Деревягин, Седлецкий, 1977; Деревягин, 1981].

Вышележащие отложения лабинской свиты представлены аллювиально-озерными пестроцветными глинами, которые содержат прослой песчаников. Разрез свиты начинается переходной пачкой (до 120 м), для которой характерны прослой ангидритов, линзы и гнезда каменной соли. Область максимального прогибания сохранила свое положение, мощность свиты здесь – до 1200 м,

на бортах впадины свита полностью выклинивается.

На лабинских породах со следами размыва залегают берриасские оолитовые, песчанистые или органогенно-обломочные известняки мощностью до 40–50 м.

Таким образом, Западно-Предкавказский солеродный суббассейн, просуществовавший не менее 1.0 млн. лет, как и Восточно-Сибирский солеродный бассейн, характеризуется значительными колебаниями солености вод. Периодичность осолонения и последующих распреснений воды этого суббассейна, выраженные менее четко по сравнению с Восточно-Сибирским бассейном, также можно объяснить его палеогеографическими особенностями.

В кимеридж–титоне Западно-Предкавказский суббассейн представлял собой внутренний водоем, имевший связь с открытым морем только на юге и юго-западе, причем они разделялись мощной системой барьерных рифов. Наиболее хорошо изучены барьерные рифы в юго-западной части суббассейна, образующие здесь субмеридиональную полосу выходов от гор Фишт и Оштен к хр. Нагой-Чук и далее вдоль Лагонакского хребта. Рифы связаны с Цицинским и Курджипским разрывными нарушениями, которые относятся к Сочи–Белореченскому антикавказскому разлому [Хаин, Ломизе, 1961; Седлецкий и др., 1977; Бойко и др., 1977; Бойко, 2001 и др.]. Преобладающими породами являются коралловые и водорослевые известняки мощностью до 900 м. Возраст их определяется как оксфорд–титонский [Геология СССР, 1968] или оксфорд–низы титона [Хаин, Ломизе, 1961].

По В.И. Седleckому с соавторами [1977], барьерные рифы еще в оксфорде явились перемычкой между открытым морем и его шельфовой частью, занимавшей Восточно-Кубанскую впадину. На протяжении оксфорда их мощность, по оценке В.Е. Хаина [Геология СССР, 1968], составила примерно 250 м. В оксфорде и кимеридже поступление морской воды во впадину было свободным, о чем свидетельствует сформировавшаяся толща известняков значительной мощности оксфорд–кимериджского возраста. Следовательно, рифообразующие организмы на первой стадии развития рифов не успевали компенсировать отрицательные подвижки субстрата, и гребень рифового барьера все это время располагался на значительной глубине.

В начале титонского века гребневая часть рифов оказалась на минимальных глубинах, приток морской воды через рифовый барьер стал меньше ее испаряющихся объемов. Из концентрирующихся рассолов стали выпадать CaSO_4 и NaCl . Можно полагать, что к началу садки галита, т.е. на второй стадии развития барьерного рифа, его

вертикальный рост либо полностью и быстро компенсировал незначительные по амплитуде отрицательные подвижки субстрата, либо приостановился, сменившись горизонтальным, а верхняя часть подвергалась размыву, если субстрат был практически неподвижным или перемещался вверх относительно своего прежнего положения.

На протяжении титонского века Западно-Предкавказский суббассейн многократно распределялся, по крайней мере до стадии садки CaSO_4 , и трижды концентрация рапы в его пределах достигала столь высоких значений, что могли осаждаться даже калийные соли. Следовательно, барьерные рифы вследствие отрицательных движений субстрата погружались, но на незначительную глубину, наращивались в мощности, оказывались в зоне высокой гидродинамической активности, частично размывались, и такой цикл повторялся неоднократно.

Дальнейшие события титонского века привели к тому, что солеродная впадина заполнилась континентальными терригенными пестроцветными отложениями (до 1200 м) лабинской свиты. Из этого можно сделать следующий вывод. Рифы, оказавшись над уровнем моря, наподобие плотины полностью разделили Восточно-Кубанскую впадину, которая продолжала погружаться, и питающий морской бассейн. Рифы начали разрушаться, но какая их часть уничтожена к берриасскому веку, неизвестно.

Таким образом, к началу лабинского времени барьерный риф перестал функционировать в необходимом для существования солеродного бассейна режиме. Латеральная система рифы-эвапориты нарушилась, и Западно-Предкавказский солеродный суббассейн пересох.

Рассчитаем время накопления толщи каменной соли при условии, что этот процесс был непрерывен, и время вероятного вертикального роста рифов (при том же условии), образующих латеральную парагенетическую систему Западно-Предкавказского суббассейна. Мощность солоносной кузнецовской свиты – 1800 м, в том числе ангидритов примерно 360 м, каменной соли – 1300 м. Мощность барьерных рифов около 900 м, причем оксфордская их часть составляет, по В.Е. Хаину [Геология СССР, 1968], примерно 250 м, кимеридж-титонская – 650 м. При ежегодном осаждении 4–8 см галита для садки рассматриваемой толщи потребуется $1300 \text{ м} : 4 \text{ см} = 32.5$ тыс. лет или $1300 \text{ м} : 8 \text{ см} = 16250$ лет. Если условный вертикальный прирост рифов 3 мм/год, время их непрерывного (т.е. суммарного) вертикального роста составляет $900 \text{ м} : 3 \text{ мм} = 300$ тыс. лет, из них на оксфордский век приходится 83 тыс. лет, на кимеридж-титонский – 117 тыс. лет. Следует еще раз отметить, что верхний возрастной рубеж вертикального роста рифов неясен. Ранее мы предпо-

ложили [Байков, 2002], что на садку 1800 м ангидритов (гипсов) и галита, учитывая высокую скорость их накопления, а также возможные перерывы в садке CaSO_4 и NaCl , потребуется не более 1 млн. лет. Этой условной цифрой мы ограничили вертикальный рост рифов в титоне. Если время вертикального роста рифов составляет в среднем 3.5% от времени их развития, т.е. геологического возраста (в данном случае оксфордский + кимериджский века + 1 млн лет = $5.6 + 6.6 + 1.0 = 13.2$ млн лет), вертикальный рост рифов происходил в течение $13.2 \text{ млн лет} : 100 \times 3.5 = 452$ тыс. лет, из них 7.6 млн лет : $1200 \times 3.5 = 266$ тыс. лет – в кимеридже и частично титоне.

Таким образом, как и в Восточно-Сибирском бассейне, между суммарным временем эвапоритообразования (17.5 тыс.–35 тыс. лет) и суммарным временем вертикального роста рифов в кимеридж-титоне (117 тыс. или 266 тыс. лет) выявляется расхождение в 3–15 раз. Эта цифра окажется меньшей при условии вычленения титонской части рифа и учета времени садки CaSO_4 . В любом случае на протяжении примерно 7.3 млн лет в кимеридже и частично титоне рифы не наращивались в мощности, как и в Восточно-Сибирском бассейне, также находясь либо на запредельных для рифостроителей глубинах, либо в волноприбойной зоне.

К МЕТАЛЛОГЕНИИ СИСТЕМЫ РИФЫ-ЭВАПОРИТЫ

Для рифогенных формаций, ассоциированных с эвапоритовыми отложениями, по Н.И. Бойко [1997, 1998, 2001], биогермообразование способствовало мобилизации рудного вещества. На примере Предкавказского (у Н.И. Бойко – Северо-Кавказского) солеродного бассейна показано, что в данном случае, т.е. когда возникает парагенетическая система рифы-эвапориты, может быть два источника рудного вещества.

Во-первых, это халькофильные элементы областей денудации, которые накапливались в карбонатах оксфорда-кимериджа, а затем были мобилизованы рассолами эвапоритового бассейна. В зарифовой зоне, на границе нормальной морской воды и донных рассолов, обогащенных металлами, в условиях массового поступления фитопланктоногенного органического вещества формировался геохимический барьер, на котором осаждались сульфидные руды Pb , Zn и других элементов. В частности, горючие сланцы, обогащенные рудным веществом, установлены в комплексе тыловых отложений барьерных рифов в междуречье Бол. и Мал. Лабы, в Восточно-Предкавказском бассейне – по рекам Ардон, Урух и другим [Бойко, 2001]. В Восточно-Сибирском бассейне, вероятно, к такому типу относится Кетменское рудопроявление свинца в устье р. Малая Кетмене, являющейся левым притоком

р. Лены [Давыдов, 2002]. Здесь развиты отложения тыльно-рифовых фаций, представленные доломито-известняковыми породами кетеменской свиты. Рудное вещество, по-видимому, подвергалось вторичному перераспределению, т.к. рудопоявление находится в зоне эпигенетической доломитизации и перекристаллизации, а рудовмещающие породы представлены крупнокристаллическими кавернозными доломитами, которые секут слоистость вмещающих карбонатных пород.

Во-вторых, мобилизовалось рудное вещество питающего морского бассейна, находившееся здесь в растворенном, коллоидальном и взвешенном состоянии. Значительная часть халькофильных элементов поглощалась планктоном. Компенсационные течения, направленные в сторону солеродного бассейна, приносили в зону барьерных рифов огромное количество планктона и мобилизованное им рудное вещество, которые усваивались рифостроителями.

В концепции металлоносности рифовых систем, разрабатываемой Ю.В. Давыдовым [2002], источник рудного вещества – минерализованные растворы, поступающие из глубин земной коры по тектоническим разломам глубокого заложения. Формирование свинцово-цинковых залежей проходит в три этапа – седиментационно-диагенетический, диагенетический и эпигенетический. Для нас интересен второй этап, когда происходит миграция захороненных хлоридных рассолов, насыщенных металлами, в частности из нелифифицированных илов в лифифицированные карбонатные коллекторы. Оруденение в рифах возникает вследствие перетока иловых рассолов из смежных с рифами депрессий из-за неодинаковой степени уплотнения и проницаемости различных структурно-генетических типов осадков.

Вполне очевидно, что в рифовых системах к наиболее благоприятным для рудоотложения относятся органогенные массивы, созданные рифостроителями организмами и консолидированные практически в процессе их роста. Они обладают высокой первичной и вторичной пористостью, возникающей, как было отмечено, при выведении рифов в зону высокой гидродинамической активности или над уровнем моря.

В депрессионной зоне осаждение химических соединений свинца и цинка происходило, по Ю.В. Давыдову, в карбонатных илах. Поскольку скорость накопления илов намного меньше скорости роста рифов, на первой карбонатной стадии формирования барьерных рифов металлоносные рассолы еще могут попасть в синхронные этим илам рифовые образования. По мере роста последних на второй стадии синхронность данного явления должна полностью нарушиться. Карбонатные илы зарифовой зоны будут контактировать с более древней частью рифового массива, поскольку

синхронные им по времени образования рифы окажутся на гипсометрически гораздо более высоком уровне.

При полициклическом развитии бассейнов (не только галогенных!) уровень накопления металлоносных карбонатных илов может гипсометрически совпасть с зоной размыва и кавернозности рифов. Но в возрастном отношении она будет моложе горизонта этих илов, если они контактируют по разрывному нарушению, определяющему отрицательные подвижки субстрата рифов, или древнее, если илы прилегают к кавернозной зоне.

Вторичная пористость имеет большое значение на эпигенетическом этапе рудообразования, когда, по Ю.В. Давыдову, в условиях тектонической активизации происходит перераспределение и регенерационное концентрирование рассеянного рудного вещества.

Прогнозирование в рифах горизонтов кавернозности и волнового дробления, образующихся на второй стадии их развития, может привести к открытию рудных залежей на разных гипсометрических (и стратиграфических) уровнях рифовых систем, особенно развивающихся длительное время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Восточно-Сибирский солеродный бассейн с мощностью барьерных рифов до 1800 м и толщ каменной соли 2500 м существовал в раннем-среднем кембрии на протяжении 42.7 млн лет. Продолжительность функционирования звеньев латеральной парагенетической системы рифы-эвапориты следующая.

При условии прироста рифов 3 мм/год время их вертикального суммарного роста (они наращивались с перерывами) – 600 тыс. лет. Если время вертикального роста рифов равно 3.5% времени их развития, т.е. геологического возраста, вертикальный рост рифов происходил в течение 1494500 лет (без учета возможности начала роста рифов в позднем венде).

Суммарное время отложения галита, т.е. без учета периодов распреснения бассейна, при ежегодной его садке 4–8 см составляет 31250–62500 лет.

Таким образом, расхождение между суммарным временем вертикального роста рифов и суммарным временем эвапоритообразования колеблется от 10 до 50 раз (в расчетах не учтено время садки CaSO_4). Огромный промежуток времени (примерно 41.2 млн лет) рифы не наращивались в мощности, а соли не отлагались.

В титонском Западно-Предкавказском суббассейне, просуществовавшем примерно 1 млн лет, мощность барьерных рифов – 900 м, толщ каменной соли – 1300 м. Вертикальный рост рифов происходил на протяжении 117 тыс.–266 тыс. лет,

суммарное время отложения галита 16.25 тыс.–325 тыс. лет. Расхождение между суммарным временем вертикального роста рифов и суммарным временем эвапоритообразования также весьма значительное – 3–15 раз (в расчетах время садки CaSO_4 не учитывалось), но существенно меньшее по сравнению с Восточно-Сибирским бассейном. На протяжении примерно 7.3 млн лет рифы не наращивались в мощности, а соли не отлагались.

2. Хотя рассматриваемые солеродные бассейны разделяет огромный промежуток времени (369 млн лет), каких-либо принципиальных различий в становлении и функционировании латеральных парагенетических систем рифы-эвапориты раннего-среднего кембрия и поздней юры обнаружено не было.

3. Несмотря на длительность существования барьерных рифов (миллионы–десятки миллионов лет), в солеродных бассейнах латеральная парагенетическая система рифы-эвапориты функционирует всего лишь десятки тысяч лет. На поздней стадии садки галита и калийно-магниевого солей вертикальный рост рифов должен остановиться, если их субстрат не испытывал медленных опусканий, компенсируемых рифостроителями.

4. В развитии эвапоритовых галогенных бассейнов выделяются четыре стадии – карбонатная, сульфатная, галитовая, калий-магниевого. В развитии барьерных рифов, ограничивающих галогенный бассейн, мы предлагаем выделять две стадии.

На первой стадии, соответствующей карбонатонакоплению в бассейне, рифы и карбонатные осадки синхронны не полностью только в случае нахождения рифов к началу садки карбонатного вещества на заданных глубинах. Тогда какое-то время хемогенный карбонат осаждается при невозможности одновременного наращивания тела рифов. В Восточно-Сибирском бассейне опускания субстрата в области барьерных рифов могли быть настолько значительными, что после отложения солей рапа бассейна разбавлялась до нормальной солености, о чем свидетельствуют остатки трилобитов и другой фауны.

На второй стадии, соответствующей по времени садке сульфатов и легкорастворимых солей, формирование латеральной системы рифы-эвапориты является естественным продолжением первой стадии развития барьерных рифов. Их вертикальный рост продолжался или прекращался в соответствии с подвижками субстрата относительно его предшествующего положения. Поэтому рифы синхронны по времени вертикального роста сульфатным осадкам и какой-то части галогенных образований. Мы считаем, что в период садки калийно-магниевого солей, когда поступление морской воды в галогенный бассейн практически прекращается, мог происходить

только горизонтальный рост рифа, поскольку гребень рифа находился на минимальных глубинах, возможно также его частичное разрушение.

Многочисленные пульсации субстрата в зоне барьерных рифов на фоне общих тектонических подвижек осложняют непрерывно-прерывистый характер развития этих крупных рифовых систем. Определять их продолжительность при изучении рифов сейчас не представляется возможным. Но они, конечно, в огромной степени влияют на время вертикального роста рифов.

5. При значительной (около 2000 км) протяженности системы барьерных рифов Восточно-Сибирского бассейна, “сидящих” на крупном нарушении, которое предопределяет ее развитие, трудно ожидать полной синхронности подвижек субстрата (по знаку и скорости) вдоль всей зоны. Несмотря на общую тенденцию к опусканию, вполне возможно, что отдельные звенья зоны, двигаясь с меньшей скоростью, отставали от других или же стабилизировались на какое-то время раньше других. Иначе говоря, по простиранию барьерной зоны рифы на конкретное время могли располагаться на разной глубине, что восстановить сейчас не представляется возможным. Однако циклически изменяющаяся результирующая активности рифов, как регуляторов поступления морской воды в Восточно-Сибирский бассейн, определяла накопление либо карбонатов, либо сульфатных и галоидных отложений.

6. Учитывая особенности развития латеральной системы рифы-эвапориты, мы считаем, что при наличии барьерных рифов, регулирующих поступление морской воды в какой-либо бассейн, последний становится потенциально галогенным не с начала садки CaSO_4 или тем более галита. Развитие бассейна как галогенного в аридном климате и при экзогенном источнике солей начинается с достижения гребнем рифа минимальных глубин. Если ранее в бассейне могли накапливаться хемогенные карбонатные осадки, то данный момент приводит к нарушению системы приток–испарение, и вода бассейна может постепенно осолоняться. При сочетании необходимых условий геологический потенциал галогенных бассейнов реализуется полностью, вплоть до садки калийно-магниевого солей.

7. Особенности развития латеральных систем рифы-эвапориты необходимо учитывать при оценке перспективности барьерных рифовых массивов на целый ряд полезных ископаемых, в частности сульфиды Pb, Zn и других элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. 144 с.

- Байков А.А., Седлецкий В.И.* Некоторые аспекты генезиса галогенных толщ (на примере Среднеазиатского солеродного бассейна) // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 6. С. 660–672.
- Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А.* Верхнеюрские эвапоритовые образования и блоковая тектоника на Северном Кавказе // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 2. С. 95–112.
- Байков А.А.* О непрерывно-прерывистом развитии и скорости роста рифов // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 550–556.
- Беленицкая Г.А., Задорожная Н.М., Иогансон А.К. и др.* Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. М.: Недра, 1990. 291 с.
- Бойко Н.И.* Металлогения позднеюрских рифогенных образований Западного Предкавказья // Разведка и охрана недр. 1997. № 6. С. 5–7.
- Бойко Н.И.* Геохимические особенности рифогенных образований // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 145–152.
- Бойко Н.И.* К проблеме металлогении рифов // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М.: Наука, 2001. С. 225–234.
- 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.
- Британ И.В., Жарков М.А., Кавицкий М.Л. и др.* Строение и условия формирования кембрийских соленосных отложений на территории СССР // Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977. С. 203–227.
- Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
- Геология СССР.* Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 760 с.
- Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф.* Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1969. 299 с.
- Давыдов Ю.В.* Металлоносность карбонатных отложений древних рифовых систем северо-востока Азии // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 2. С. 208–214.
- Деревягин В.С.* Прогнозная оценка калиеносности верхнеюрской галогенной формации Предкавказья // Изв. Сев.-Кав. научного центра. Естественные науки. 1981. № 2. С. 68–71.
- Деревягин В.С., Седлецкий В.И.* Верхнеюрские соленосные отложения Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 121–131.
- Жарков М.А.* Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Задорожная Н.М.* Закономерности строения и размещения нижнекембрийских органогенных построек Алтае-Саянской складчатой области // Сев. геология. 1975. № 3. С. 87–98.
- Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Новоселова Л.Н. и др.* Геологическая съемка в районах развития отложений с органическими постройками. Л.: Недра, 1982. 328 с.
- Копнин В.И.* Исследование условий соленакпления методами моделирования // Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 159–170.
- Кузнецов В.Г.* О двух типах соленосных толщ // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 22–30.
- Кузнецов В.Г.* Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.
- Кузнецов В.Г.* Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 162–173.
- Кузнецов В.Г.* Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000. 228 с.
- Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Т. I. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 534 с.
- Савицкий В.Е., Асташкин В.А.* Рифовые системы кембрия Западной Якутии // Сов. геология. 1978. № 6. С. 27–37.
- Сапунова В.Л., Черненко А.М.* Особенности строения юрской галогенной толщи Восточно-Кубанской впадины // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1982. Вып. 535. С. 42–54.
- Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С.* О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Сов. геология. 1977. № 12. С. 8–21.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1961. № 4. С. 26–43.
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Чечель Э.И., Машович Я.Г.* Закономерности строения и развития Восточно-Сибирского соленосного бассейна в нижнем кембрии // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983. С. 35–37.