

## БИОГЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА

**В.К. Немеров**, А.М. Станевич\*, Э.А. Развозжаева, А.Е. Будяк, Т.А. Корнилова\*

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

*\* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Рассмотрены обстановки формирования стратиформных рудных месторождений в неопротерозое Байкало-Патомского региона (БПР). На примере золоторудного месторождения Сухой Лог Бодайбинской зоны предложена модель его образования, где первым этапом является концентрация золота сообществом хемолитотрофных бактерий. Предполагается, что роль бактериальных сообществ имела место и при первичной концентрации металлов в отложениях Холоднинского свинцово-цинкового месторождения. Основанием является ряд независимо установленных факторов. Рудные пласты приурочены к высокоуглеродистым отложениям склона и впадины задугового бассейна. Осадконакопление происходило в этап (дальнетайгинский и жуинский региональные горизонты) трансформации задугового бассейна в режим форландового. Этот переход характеризуется увеличением биопродуктивности осадков, что хорошо фиксируется увеличением значений биофильных элементов и существенным возрастанием таксономического разнообразия органических остатков. В сотнях местонахождений микрофоссилий неопротерозоя БПР выделяются прибрежный бентос цианобактерий и бурых водорослей, планктон зеленых водорослей. Наибольшая масса микрофоссилий, которая приурочена к глубоководному шельфу, склону и впадине бассейна, относится к хемолитотрофным бактериям. Как предполагается, эти бактерии осуществляли аккумуляцию металлов в гидротермальном поле задугового бассейна. Рядом исследований доказана способность микроорганизмов (бактерии, водоросли, грибы и др.) концентрировать Fe, Mn, Au, Pb, Zn и другие металлы. Особенно велика роль бактериальных сообществ в накоплении металлов в условиях гидротермальных полей рифтовых зон и в областях островодужного вулканизма. Показано, что комплекс всех этих условий присутствует в неопротерозойских отложениях БПР.

*Модель рудообразования, седиментогенез, задуговой бассейн, бактерии, углеродсодержащие отложения, золото, неопротерозой, юг Восточной Сибири.*

## BIOGENIC SEDIMENTATION FACTORS OF ORE FORMATION IN THE NEOPROTEROZOIC STRATA OF THE BAIKAL–PATOM REGION

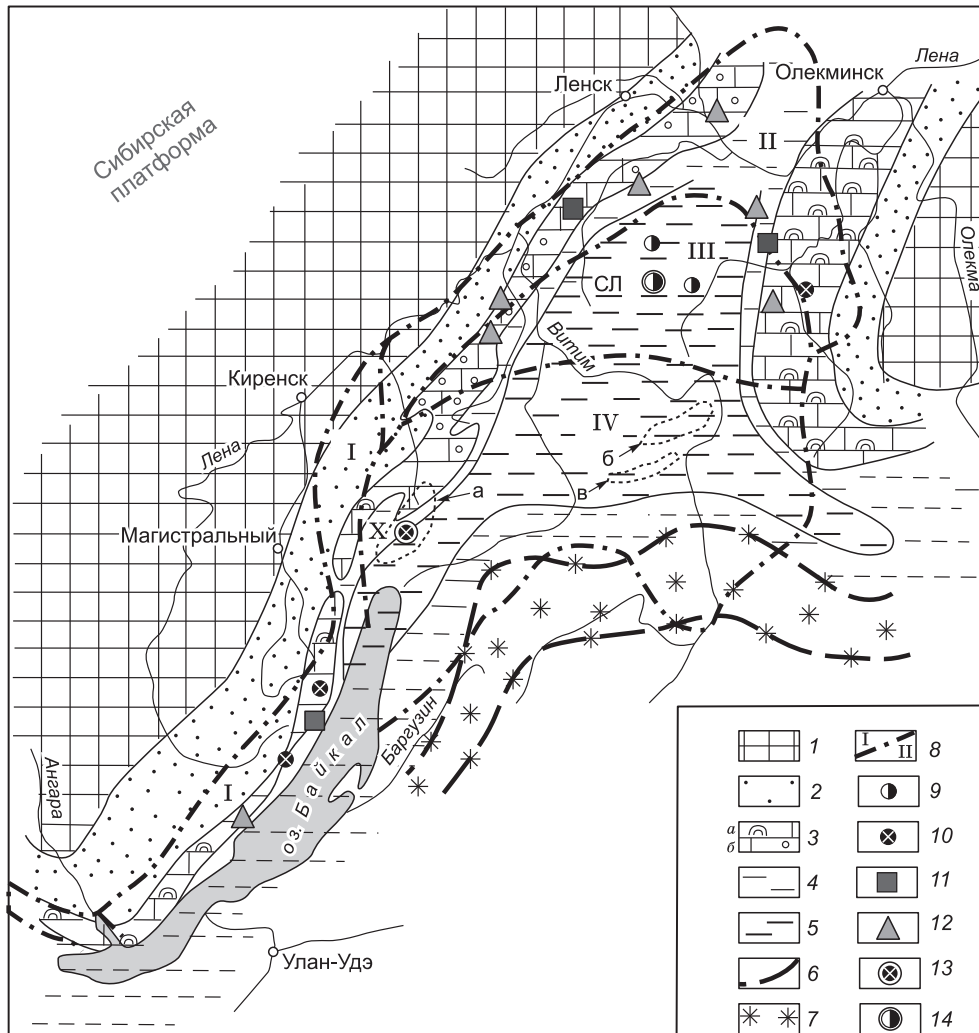
**V.K. Nemerov**, A.M. Stanevich, E.A. Razvozhayeva, A.E. Budyak, and T.A. Kornilova

The formation environments of stratiform ore deposits in the Neoproterozoic Baikal–Patom region (BPR) have been considered. A model for the formation of the Sukhoi Log gold ore deposit in the Bodaibo zone has been put forward. The first stage is gold concentration by a chemolithotrophic bacterial community. Independently established facts suggest that bacterial communities might also have contributed to initial metal accumulation in the sediments of the Kholodnaya Pb–Zn deposit. The ore beds occur in the high-carbon sediments of the side and trough of the back-arc basin. Sedimentation (Dal’nyaya Taiga and Zhuya regional horizons) took place during the “back-arc basin – foreland basin” transition. This transition is characterized by increased sediment bioproductivity, which is clearly evidenced from the increased biophile-element content and taxonomic diversity of organic remains. Hundreds of microfossil sites in the Neoproterozoic BPR host littoral benthos (cyanobacteria and brown algae) and plankton (green algae). Most microfossils in the outer shelf, on the basin side, and in its trough belong to chemolithotrophic bacteria. These bacteria are assumed to have accumulated metals in the vent field of the back-arc basin. Studies showed the ability of microorganisms (bacteria, algae, fungi, etc.) to accumulate Fe, Mn, Au, Pb, Zn, and other metals. Bacterial communities are particularly important for metal accumulation in the vent fields of rift zones and areas of arc volcanism. All these conditions were observed in the Neoproterozoic BPR.

*Mineralization model, sediment genesis, back-arc basin, bacteria, carbonaceous sediments, gold, Neoproterozoic, southeastern Siberia*

### ВВЕДЕНИЕ

Осадочные палеобассейны позднего докембрия, широко развитые в Байкало-Патомском регионе (БПР) вмещают известные, экономически важные стратиформные месторождения Au, Pb, Zn, а также многочисленные проявления этих и других полезных ископаемых (Ag, P, Mn и др.). Характерно, что подавляющее большинство указанных месторождений и проявлений тяготеет к единому стратиграфическому уровню, располагаясь в разнофациальных обстановках седиментации и регионального метаморфизма (рис. 1).



**Рис. 1. Палеогеографическая схема развития окраинного бассейна Байкало-Патомского региона в позднеальпайско-жуинский этап неопротерозоя и расположение проявлений и месторождений основных полезных ископаемых, приуроченных к отложениям этого этапа.**

1 — Сибирская платформа (суша); 2 — прибрежные терригенные красноцветные отложения; 3 — хемобиогенные карбонатные отложения шельфа; а — строматолиты, б — микрофитолиты; 4 — углеродсодержащие терригенные отложения среднего, дистального шельфа и материкового склона; 5 — углеродсодержащие глубоководные, турбидитные осадки склона и котловины задугового бассейна; 6 — островная дуга; 7 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островодужной системы; 8 — контуры рассматриваемой территории, границы и номера структурно-формационных зон (I — Прибайкальская, II — Патомская, III — Бодайбинская, IV — Байкало-Муйская) и поясов (внешнего, приплатформенного (зоны I, II), внутреннего (зоны III, IV)); а — Олоkitско-Холоднинский район, б — Делон-Уранский хребет, в — Северо-Муйский хребет. 9—14 — месторождения и рудопроявления: 9 — золота, 10 — полиметаллов, 11 — марганца, 12 — фосфора; 13, 14 — крупные и уникальные месторождения: X — Холоднинское; СЛ — Сухой Лог.

Из геологически наиболее изученных можно считать Сухоложское месторождение Au и Холоднинское Pb-Zn месторождение. Для них разработаны достаточно подробные модели образования руд, генезис которых объясняется разными факторами. Месторождение Сухой Лог на начальных этапах исследований рассматривалось как гидротермальное, связанное с интрузивным гранитоидным магматизмом [Ленский..., 1971]. Установление непосредственной связи формирования руд с черносланцевыми отложениями, метаморфической зональностью и складчато-разрывными деформациями позволило сформировать концепцию метаморфогенно-метасоматического генезиса золотого оруденения [Буряк, 1987], которая в значительной мере стала основой более детальных моделей рудообразования [Буряк, Хмелевская, 1997; Лаверов и др., 2000]. Предлагаемая нами модель формирования месторождений сухоложского типа [Немеров и др., 2005] базируется на концепции сопряженного развития металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов и включает результаты исследований по мобилизующей роли металлонафтитоносной структуры Бодайбинской зоны. Модели образования Pb-Zn руд Холоднинского месторожде-

ния разделяются по приоритету факторов, обеспечивающих концентрацию металлов: гидротермально-осадочных [Дистанов и др., 1982] и метаморфогенно-тектонических [Соколов и др., 1981; Добрецов и др., 1987]. Дометаморфическое происхождение стратиформных руд подтверждают и результаты исследований в них изотопного состава свинца [Неймарк и др., 1991]. При этом модельные возрасты Pb сульфидов из руд дали возраст их образования в 740—760 млн лет, что практически согласуется с корреляцией рудовмещающих отложений с золотоносными толщами Сухого Лога [Станевич и др., 2006].

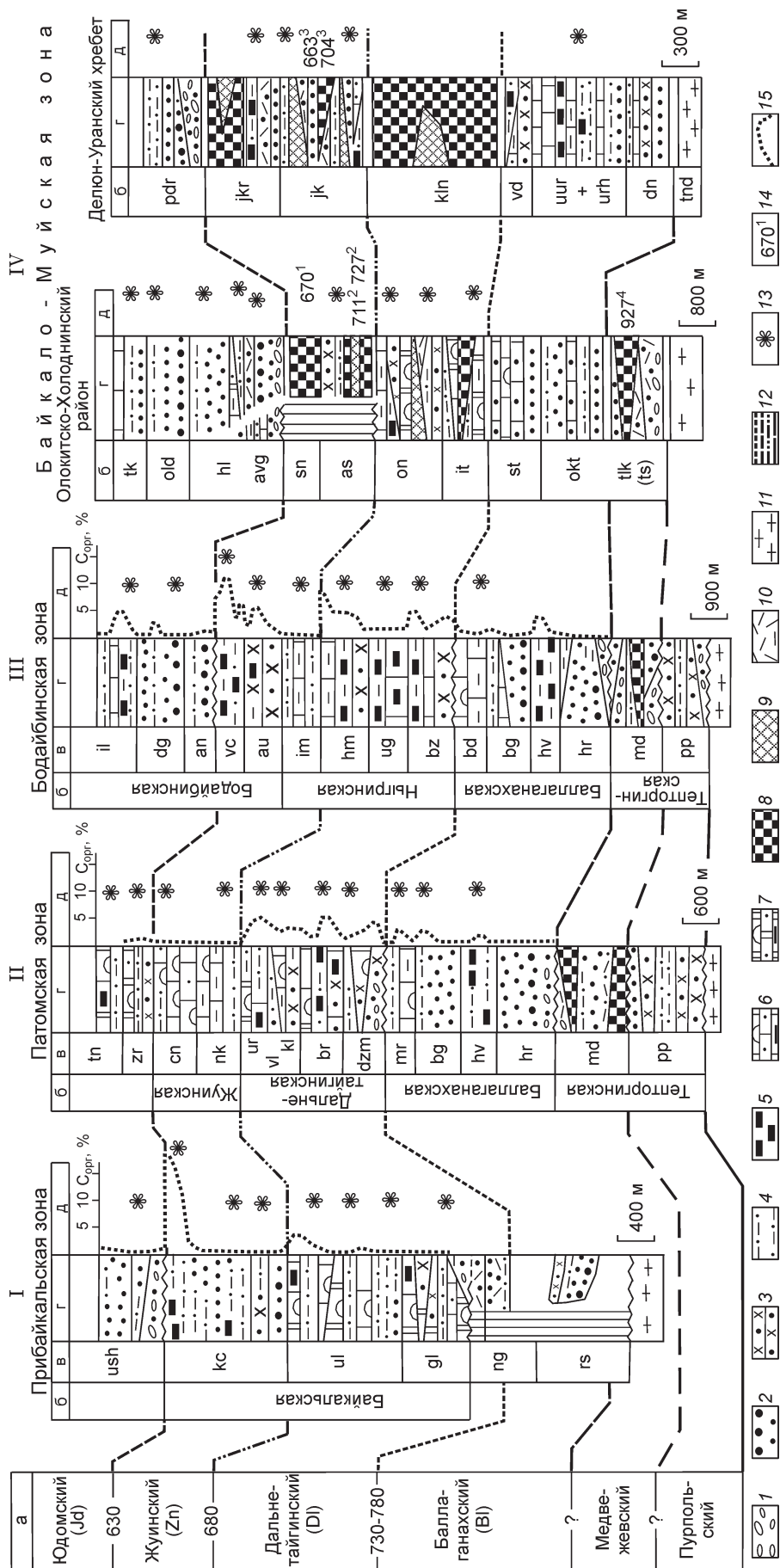
Как в вышеуказанных, так и в других моделях [Рундквист и др., 1992], отдающих приоритет роли седиментационного этапа в концентрации металлов, «остаются за кадром» непосредственные причины их аккумуляции в осадке. Вместе с тем в рудовмещающих толщах БПР известны находки массовых скоплений мелких микрофоссилий, которые в углеродсодержащих сланцах часто являются породообразующими [Станевич и др., 2006]. Давно известна первоначальная роль микроорганизмов, в первую очередь бактерий, в рудообразовании. Существующие сегодня данные показывают ведущую роль бактериальных сообществ в концентрации ряда металлов [Неручев, 1982] и позволяют авторам дополнить созданную ранее модель [Немеров и др., 2005] важным рудоподготовительным этапом в углеродсодержащих осадках — прижизненной концентрирующей роли микроорганизмов [Неручев, 1982; Куимова, 1999; Biomineralization, 2003], связывающих многие, а не только биофильные, элементы в своих клетках. При этом аномальное концентрирование рудных элементов микроорганизмами в морских бассейнах предполагается только в случае наличия дополнительных источников (гидротермы, вулканическая деятельность, апвеллинг). Сумма данных позволяет связать седиментологические и геодинамические режимы, в которых осуществлялось накопление осадков, содержащих месторождения и рудопроявления Au, Pb, Zn, P, Mn и др. в БПР [Немеров, Станевич, 2001; Хоментовский, Постников, 2001; Станевич и др., 2006] с биогенными процессами.

### ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ РУДОГЕНЕРИРУЮЩЕГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Как и в предыдущих работах, при корреляции мы пользуемся понятием «региональные горизонты» (см. рис. 1). Этот термин включает разноименные для разных зон БПР свиты и серии одновозрастного положения, протрассированные по территории в результате многолетних геолого-съёмочных и тематических работ [Решения..., 1983; Иванов и др., 1995; Макрыгина и др., 2005; Станевич и др., 2006]. Возрастное положение рассматриваемых подразделений, основанное преимущественно на корреляции по строматолитам и микрофитоцитам, долгое время достаточно условно «растягивалось» на период мезо- и неопротерозоя [Решения..., 1983; Дольник, 2000] длительностью более 600 млн лет. Результаты седиментологических и хемотратиграфических исследований последних лет [Советов, Комлев, 2005; Летникова и др., 2006], показывающие вероятность вендского возраста дальнетайгинского и жуинского горизонтов, заставили критически оценить как вновь полученные данные, так и комплекс ранее используемых доказательств, обосновывающих возрастное положение этих стратонтов. В результате такого пересмотра [Станевич и др., 2007] были определены оптимальные интервалы формирования региональных горизонтов: для дальнетайгинского в 780—680 млн лет, для жуинского в 680—630 млн лет. Для свит и толщ Байкало-Муйской зоны, включаемых в указанные горизонты, временные рамки этих интервалов достаточно корректно подтверждаются геохронологическими данными (см. обзоры [Цыганков, 2005; Станевич и др., 2006]).

Рифей-вендские отложения БПР отражают три основных этапа развития региона: медвежевско-баллаганахский, дальнетайгинско-жуинский и юдомский [Немеров, Станевич, 2001]. На медвежевско-баллаганахском этапе осадконакопление определялось обстановками рифтогенного морского бассейна пассивной окраины юга Сибирского кратона [Станевич и др., 2006; Эволюция..., 2006]. В начале этапа (рис. 1, 2) бассейн заполнялся базальтами, вулканомиктовым и терригенным грубообломочным материалом. Период тектонической паузы отражен в формировании тонкозернистых углеродистых осадков (хайвергинская свита). Последующее компенсационное прогибание завершается повсеместным накоплением карбонатных мелководных отложений. Как трансгрессивно построенный макроцикл всего баллаганахского горизонта, так и в особенности его завершающие слои, прослеживаются в разрезах внешних и внутренних зон БПР и имеют региональное корреляционное значение.

В хайвергинской и бугарихтинской свитах известны разнообразные микрофоссилии, которые сопоставляются с бактериями бентосного обитания [Станевич и др., 2006] и строматолиты в мариинской свите [Дольник, 2000]. Но бактериальный биолитогенез балаганахского этапа был в значительной мере подавлен терригенным осадконакоплением. На это указывают низкие содержания  $C_{орг}$  и серы, которые резко уменьшаются в осадках мелководных зон палеобассейна. Исходя из относительно повышенных значений коэффициентов корреляции ассоциаций органотфильных элементов в сланцах ( $R_c$ ) и в карбонатных породах ( $R_c$ ) баллаганахского этапа (рис. 3; табл. 1) следует, что биопродуктивность вод палеобассейна в это время в целом отвечала среднему уровню, но одновременно существовали крайне неблагоприятные условия для фоссилизации органического вещества (ОВ) [Немеров, Станевич, 2001].



**Рис. 2. Корреляция отложений позднего протерозоя Байкало-Патомского региона.**

а — региональные горизонты [Решения..., 1983, Станевич и др., 2006] и оценка возрастного положения границ между ними в млн лет [Станевич и др., 2007]; б — серия; в — свиты, толщи; г — породные комплексы; д — содержания  $C_{\text{Sr}90}$  [Немеров, 1988], местонахождения микрофоссилий [Станевич и др., 2006], радиохронологические данные (см. ниже).

1 — конгломераты; 2 — гравелистые, песчанники полимиктовые, аркозовые; 3 — песчанники кварцевые, полевшпатолевые, алевропелитовые отложения; 4 — алевропелитовые отложения; 5 — углеродсодержащие отложения; 6 — известняки фитолиитовые (строматолитовые и микрофитолиитовые), известняки песчаные, алевропелитовые, их переслаивание; 7 — доломиты фитолиитовые (строматолитовые и микрофитолиитовые), доломиты песчаные, алевропелитовые, их переслаивание; 8 — вулканические породы основного состава; 9 — вулканические породы кислого и среднего состава; 10 — туфы, туффиты; 11 — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы нижнего докембрия; 12 — границы региональных горизонтов; 13 — местонахождения микрофоссилий; 14 — изотопные возрастные данные и опубликованные источники: (1) —  $670 \pm 65$  (Rb-Sr изохронный) [Булдыгеров и др., 1988]; (2) —  $711 \pm 6, 727 \pm 18$  (U-Pb по циркону) [Рыцк и др., 2000]; (3) —  $663 \pm 3, 704 \pm 71$  (Sm-Nd минеральная изохрона и U-Pb по циркону) [Рыцк и др., 1999, 2001]; (4) —  $927 \pm 10$  (Rb-Sr изохронный) [Макрыгина и др., 2005]; 15 — содержание  $C_{\text{Sr}90}$ .

Обозначения свит и толщ: an — анангурская; au — аунангурская; avg — авгольская; bd — бойдайбоканская; bg — бутархтинская; br — баракунская; bz — бужухтинская; cn — ченчинская; dg — догадальнская; dfg — джалагунская; dn — даннинская; dzm — джемкуманская; gl — голоубстенская; hl — холмолинская; hm — хомолхинская; hr — харлухтацкая; hv — хайвергинская; il — илигурская; im — имнянская; it — итыгурская; jk — якурская; jkt — якурская; kc — качертгурская; kin — келянская; md — медвежская; mr — маринская; ng — нуганская; nk — николевская; old — октолахтинская; on — ондоковская; pp — падроканская; pr — пуригурская; rs — расохинская; sn — сынырская (инягурская вулканический комплекс); st — стойбищная; tk — туколамийская; tn — тинновская; tr — туринская; ts — тыйская; ud — удинская; ug — угаханская; ush — устькелянская; ul — улунтугурская; ur — уринская; urh — уряхская; ush — ушаковская; uug — ушаковская; vc — вачская; vd — водораздельная; vl — валлохтинская; vt — жербинская.

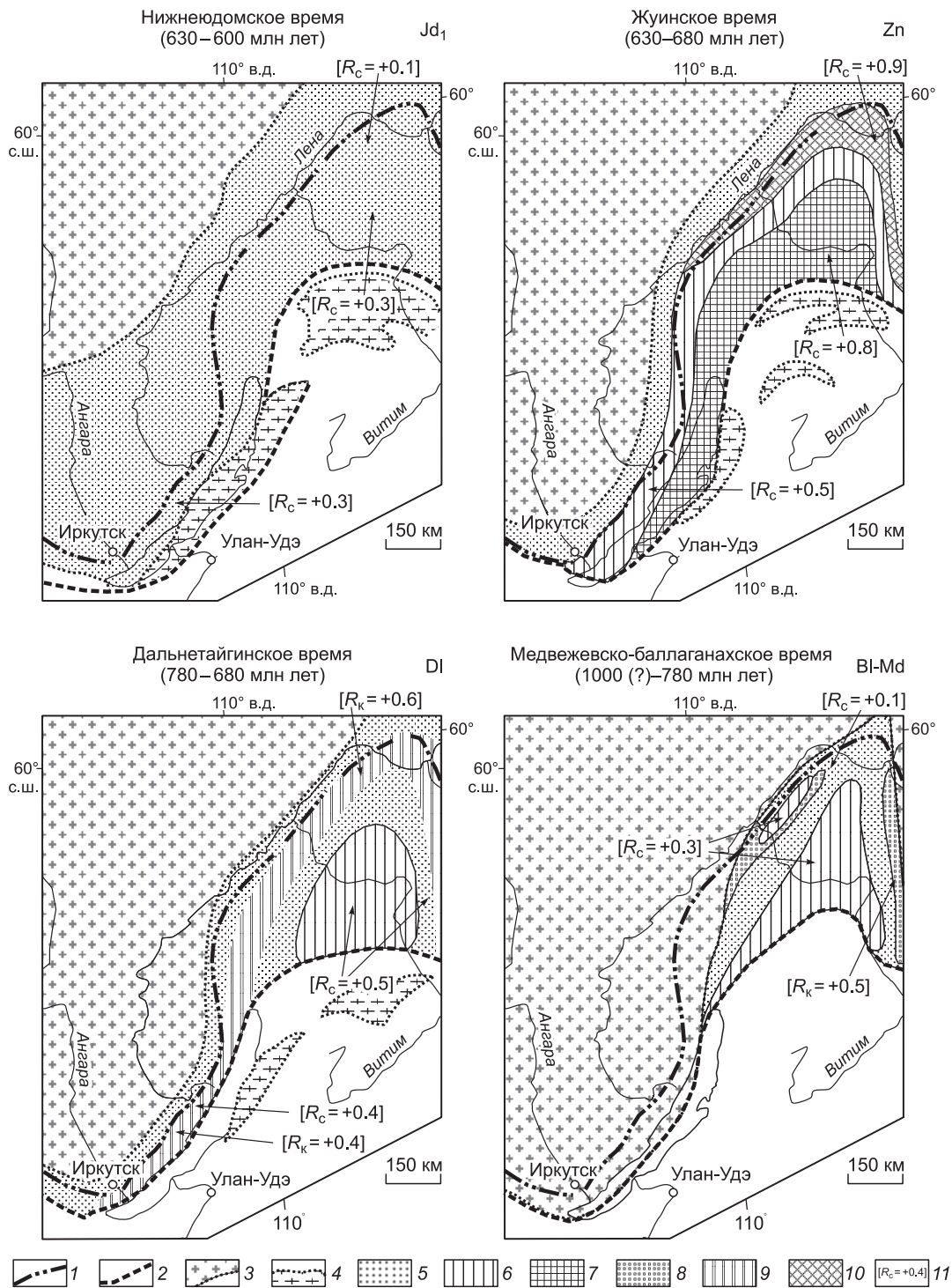
Если отложения рифтогенного этапа отчетливо прослеживаются во всех, кроме Прибайкальской, зонах, то образования дальнетайгинско-жуинского этапа характерны разнообразием фациальных комплексов. Их геодинамическая природа выявилась после установления относительной синхронности амагматических отложений Прибайкальской, Патомской, Бодайбинской зон и осадочно-вулканогенных образований Байкало-Муйской зоны [Станевич, Железняков, 1990; Станевич и др., 2006]. Ранее, при геохимических исследованиях было установлено наличие эксплозивной составляющей в пелитах валлохтинской свиты Патомской зоны [Немеров, 1989], что впоследствии логично объяснилось влиянием субэкринного вулканизма Байкало-Муйской зоны. Состав породных комплексов позднерифейских разрезов последней отражает разные стадии становления островодужной системы [Конников и др., 1994; Станевич, Переляев, 1997; Цыганков, 2005]. Офиолитовые ассоциации Байкало-Муйской зоны по своим характеристикам наиболее соответствуют продуктам спрединга задугового бассейна [Станевич, Переляев, 1997] или синколлизонного растяжения [Цыганков, 2005] и относятся к субдукционно-островодужному этапу [Жмодик и др., 2006]. Субэкринные вулканы бимодального типа, которые характерны для заключительных стадий развития островной дуги, по радиохронологическим данным [Цыганков, 2005] уверенно попадают во временной интервал формирования дальнетайгинско-жуинских толщ региона [Станевич и др., 2007]. Таким образом, северные и западные участки окраинного моря находились под ощутимым влиянием геохимических факторов вулканической деятельности на юге.

Несмотря на тектоническую разобщенность разрезов разных зон, комплексы гетерофациальных пород, относимых к дальнетайгинско-жуинскому этапу достаточно уверенно сопоставляются в первую очередь из-за маркирующего положения подстилающих отложений баллаганакского горизонта и перекрывающих грубообломочных пород юдомского горизонта. Посвитная корреляция разрезов внешних зон между собой и с разрезами Бодайбинской зоны, независимо от результатов других работ, уверенно проведена по результатам литолого-геохимических работ [Немеров, 1988, 1989]. Отложения, относимые к позднедальнетайгинско-жуинскому времени были протрассированы во всех зонах по ассоциации микрофоссилий, морфотипы которых не известны в более древних слоях региона. Проведенная корреляция позволила представить обобщенные палеогеографические временные срезы эволюционирующего палеобассейна [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006, 2007]. С металлогенических позиций наиболее интересным представляется позднедальнетайгинско-жуинский период, к которому приурочены месторождения и рудопроявления Au, Pb, Zn, P, Mn и др. (см. рис. 1). На это время в Прибайкальской и Патомской зонах формировались отложения разнообразных шельфовых обстановок, от субэкринных карбо-

Таблица 1. Средние содержания микроэлементов (г/т),  $C_{орг}$  и  $SO_3$  (мас.%) в метапелитах неопротерозоя юга Сибирского кратона (по свитам и региональным горизонтам)

Элемент	Стратиграфические подразделения (количество проб)														
	ul (189)	kç <sub>1</sub> (255)	kç <sub>2</sub> (175)	ush (30)	(137)	dž (66)	vl (131)	zr (13)	(75)	bž (43)	hm (123)	au (162)	vç (58)	an (115)	dg (26)
	Dl	Zn		Jd	Bl	Dl		Jd	Bl	Dl		Zn		Jd	
	<i>Прибайкальская зона</i>				<i>Патомская зона</i>				<i>Бодайбинская зона</i>						
Ba	437	522	355	540	808	1059	422	648	900	1761	440	605	636	553	451
Sr	184	180	135	430	284	257	157	51	353	854	249	270	194	196	200
Mn	483	710	221	950	615	440	605	569	550	381	746	658	517	603	777
Ti	590	780	375	552	563	540	580	604	490	720	740	715	580	550	773
V	174	193	470	126	121	163	175	127	122	189	192	164	253	165	188
Mo	2.8	1.9	17.5	1.4	1.8	3.2	2.0	1.3	1.4	2.7	2.1	2.4	2.5	2.5	2.4
U	3.9	4.0	10.4	2.4	3.2	3.8	2.9	2.0	4.1	7.1	4.6	4.5	6.3	3.0	3.0
Pb	17.9	20.5	25.9	14.6	15.6	12.9	12.4	12.5	27.3	13.6	14.3	22.7	19.3	17.8	14.9
Zn	139	175	110	120	138	123	167	165	166	137	145	132	178	111	242
Cu	86	71	68	57	59	44	67	38	45	57	93	63	41	64	69
Ni	57	65	35	67	39	37	53	34	19	30	58	55	47	50	74
Co	17	22	6.4	27	16	11	23	15	10	11	19	23	21	30	31
$C_{орг}$	0.55	0.43	8.93	0.30	0.82	1.12	0.64	0.30	0.78	2.40	3.49	1.66	3.76	0.89	0.30
$SO_3$ (общ.)	0.08	0.06	1.02	0.02	0.15	0.02	0.21	0.05	0.52	0.22	0.53	2.65	4.55	0.35	0.25

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ВСНИИГГиМСа (г. Иркутск): спектральный количественный метод (Mn, Ti, V, Mo, Zn, Cu, Ni, Co), аналитик И.С. Королева; рентгеноспектральный (Ba, Sr, U, Pb), аналитик А.М. Харченко; химический ( $C_{орг}$ ,  $SO_3$ ), аналитики Э.А. Развозжаева, Г.С. Кацнельсон. Наименование стратиграфических подразделений см. на рис. 2.



**Рис. 3. Эволюция основных биогеохимических параметров отложений окраинного бассейна Байкало-Патомского региона в позднем протерозое.**

1 — современная граница Сибирской платформы и Байкало-Патомского региона; 2 — северная граница области, в которой не оценивалось распределение органофильных элементов; 3 — предполагаемые область сноса (суша) на территории Сибирской платформы и береговая линия; 4 — система островных поднятий; 5—11 — распределение характерных ассоциаций органофильных элементов в осадках окраинного палеобассейна (см. табл. 1): 5—7 — кларки концентрации органофильных элементов ( $C_{орп}$ , U, Mo, V) в сланцах (отношение среднего содержания каждого элемента ассоциации к кларку в глинах и сланцах по [Виноградов, 1962]): 5 — 0.5—1.5; 6 — 1.5—3.0; 7 — 3.0—5.0 и более; 8—10 — кларки концентрации органофильных элементов (Ca, Sr, U) в карбонатах (по отношению к кларкам в карбонатных осадочных породах, по [Turekian, Wedepohl, 1961]: 8 — 0.5—1.5; 9 — 1.5—3.0; 10 — 3.0—5.0 и более; 11 —  $R$  — значения коэффициентов корреляции, объединяющих ассоциации органофильных элементов (от +0.1 до +0.9),  $R_c$  — в глинистых сланцах,  $R_k$  — в карбонатных породах.

натных платформ до впадин со стагнационным режимом. Углеродистые отложения Бодайбинской зоны накапливались на склонах и в котловине задугового бассейна. В тектонически разобщенных и интенсивно дислоцированных разрезах Байкало-Муйской зоны вскрываются фрагменты осадочно-вулканогенных комплексов, отражающих различные обстановки островодужной системы: от ассоциации мелководных строматолитовых карбонатов и эоловых отложений до относительно глубоководных углеродистых туффитов [Станевич и др., 2006].

Геохимические параметры осадков, обусловленные, скорее всего, деятельностью организмов, закономерно изменяются в пределах дальнетайгинско-жуинского этапа и отличаются от таковых в породах баллаганахского и юдомского горизонтов (см. рис. 2, 3, табл. 1). Среди факторов трансформации состава отложений можно выделить поступление дополнительных веществ в осадки палеобассейна. Аномально высокие значения Ba, Sr и Ti в сланцах джемкуканского уровня в Бодайбинской зоне и минимальные во внешних зонах указывают на вероятное влияние пеплового вулканогенного материала среднего состава на осадки центральной и южных участков палеобассейна.

Установлено [Немеров, 1989; Неймарк и др., 1991], что литофильная специализация джемкуканских пелитов вверх по разрезу, в отложениях валухтинского времени, меняется на халькосидерофильную и сохраняется в раннежуинское время (аунакитская свита, низы качергатской; см. рис. 2). Среди самых вероятных причин увеличения металлоносности осадков можно назвать островодужный (андезитовый) вулканизм, основной вулканизм спрединга задугового бассейна и сопровождающие их подводные эксгальции. На шельфах этого времени зафиксированы относительно низкие концентрации  $C_{орг}$ , что объясняется условиями интенсивной гидродинамики, которые не благоприятствовали сохранению ОВ. На склонах и в котловине задугового бассейна доминировали более застойные обстановки. Концентрация  $C_{орг}$  здесь выше, чем в зонах шельфа в 2—5 раз (см. рис. 2, табл. 1). Вверх по разрезу дальнетайгинского горизонта устанавливается рост содержаний  $C_{орг}$  в углеродистых осадках. К концу дальнетайгинско-жуинского этапа, усилившаяся изолированность и застойность вод Байкало-Патомского палеобассейна, фиксируется пятикратным и более повышением содержаний  $SO_3$  в рудовмещающих отложениях внутренней зоны (аунакитская свита). В сравнении с баллаганахским этапом заметно расширились фациальные зоны, благоприятные для фоссилизации ОВ, накопления органофильных элементов, а также для формирования более широких шельфовых полей накопления биогенных карбонатных осадков. Но, исходя из значений  $R_c$  и  $R_k$  (см. рис. 3) можно заключить, что биопродуктивность вод палеобассейна стала не намного выше в дальнетайгинское время, но становится максимальной в жуинский период.

Обстановки формирования и состав отложений жуинского горизонта определяют предъюдомские условия осадконакопления во всех зонах как стагнационные и предорогенные, характеризующие смену тектонических режимов от задугового бассейна к бассейну форланда. В Бодайбинской зоне резкое прогибание шельфовой платформы в жуинский период обусловило накопление высокоуглеродистых, песчано-алевропелитовых осадков аунакитской и вачской свит. Текстуры турбидитного происхождения указывают на углубленность и застойность этого участка палеобассейна, куда поставлялся алевросаммитовый материал с приплатформенного шельфа [Лисицын, 2009]. Максимальные значения углеродистой компоненты отложений вачской свиты, сопоставляющихся с биохомогенными карбонатами Патомской зоны, свидетельствуют о высокой биопродуктивности осадков. В Байкало-Муйской зоне углеродсодержащие алевропелиты этого времени ассоциируют с лавами контрастного состава и с псаммитовыми туфами и туффитами андезит-дацитового ряда (асектамурская, устькелянская и другие свиты (толщи)).

В Олоkitско-Холоднинском районе (см. рис. 1, 2) отчетливо устанавливается фациальная невыдержанность позднедальнетайгинско-жуинских отложений. В северном крыле Олоkitского синклиория асектамурская свита представлена субаэральными бимодальными лавами и кварцевыми песчаниками, а в южном — относительно глубоководными кварцево-хлоритоидными алевролитами и туфогенными сланцами. Залегающие ниже отложения ондокской свиты в северном крыле синклиория представлены мелководными строматолитовыми карбонатами и кварцевыми песками эолового происхождения. В южном же крыле синклиория к достаточно глубоководной углеродсодержащей толще песчаников и алевролитов приурочено Холоднинское полиметаллическое месторождение. В Прибайкальской зоне позднекачергатский седиментогенез определялся застойными условиями углубленных зон среднего и дистального шельфа. На фоне стагнационных условий седиментации, в качергатской свите отмечается появление полимиктового псаммитового материала, что знаменует интенсификацию коллизионных процессов и развитие окраинного моря в режиме форландового бассейна [Немеров, Станевич, 2001]. Юдомское время характеризуется возникновением в Байкало-Муйской зоне горных сооружений и разделяющих их трогообразных впадин, мощность граувакковых и аркозовых осадков в которых достигает 7 км. Молассоидный характер нижнеюдомских отложений уменьшается к северу и в Патомской зоне жербинская свита представлена уже мелководными кварцевыми песками и хемобиогенными карбонатами.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОБИОГЕОЦЕНОЗОВ НЕОПРОТЕРОЗОЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА

В микрофитологии позднего докембрия изучаются преимущественно микрофоссилии, которые по своим размерам (в среднем 20—100, до 500 мкм), скорее всего, можно отнести к органам эукариотических организмов. Появление эукариотов в истории Земли по многим данным оценивается в интервале около 2 млрд лет [Сергеев и др., 2007; Rasmussen et al., 2008]. Появление бактериальной жизни практически общепризнанно связывается со становлением земной коры в раннем архее. Результатом изучения молекулярных и химических свойств архейских микробиот стало заключение о наличии фотосинтезирующих способностей бактерий на уровне 3.5 млрд лет [Brocks et al., 1999; Xiong et al., 2000]. Вместе с тем уверенность в существовании более глубоководных, афотических бактериальных сообществ в докембрии базируется лишь на биохимических особенностях древних осадков и содержащихся в них руд с биофильными металлами [Федонкин, 2004]. По молекулярным маркерам из отложений 3.2 млрд лет были установлены следы гетеротрофных бактерий, близких современным бактериальным сообществам глубоководных гидротермальных обстановок [Javaux, Marshall, 2005]. Жизнедеятельность и филогенетические группы не только древних, но и современных морских бактерий изучены очень мало. А идентификация форм их докембрийских предков базируется исключительно на малых размерах микрофоссилий. Остальные признаки сравнения, основным среди которых следует назвать экологическую принадлежность содержащих их осадков, всегда могут быть подвергнуты сомнению вследствие отсутствия прямых доказательств.

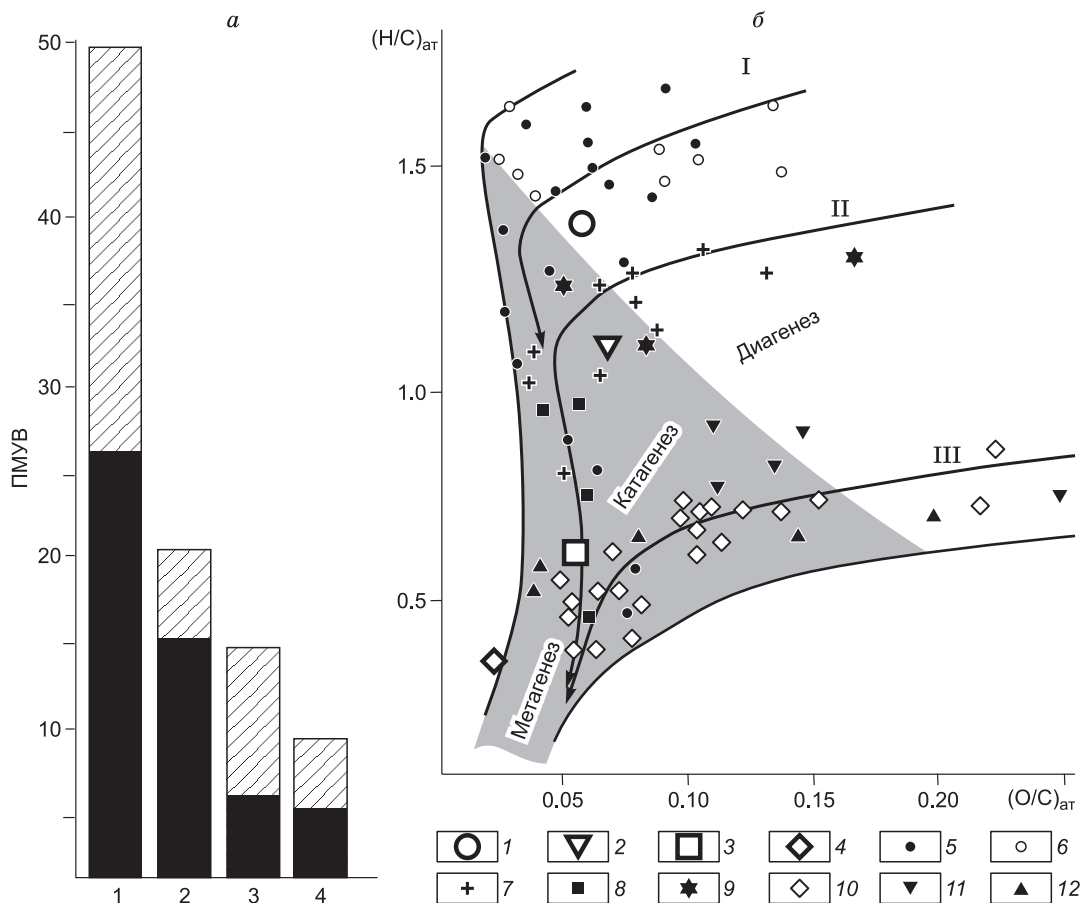
Как по составу отложений, так и по количеству органических остатков время формирования дальнотайгинского и жуинского горизонтов характеризуется максимальным по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями протерозоя БПР биотической составляющей (см. рис. 2, 3, табл. 1, 2). Всего в позднепротерозойских разрезах региона описано примерно 160 форм микрофоссилий [Станевич и др., 2006], 120 строматолитов и 150 микрофитолитов [Дольник, 2000]. Как показывает практика, большинство геологов не придает значения различию между этими группами органических остатков. Вместе с тем по природе и фациальной принадлежности микрофоссилии принципиально отличны от фитолитов (строматолитов и микрофитолитов). Последние представляют собой не организмы, а закрепленные и перекатываемые постройки, образованные при жизнедеятельности цианобактериальных сообществ (или синезеленых водорослей). Они приурочены к узкоразвитой мелководной фации биохомогенных карбонатов. Несравненно более сложным, а главное неоднозначным, является понятие «микрофоссилии» [Микрофоссилии..., 1989], которые имеют полимерную оболочку и представляют собой остатки организмов, которые переносятся в водной среде и концентрируются в пелитовых осадках разноглубинных обстановок. Сложность заключается в их систематической неопределенности. Учитывая конвергентность признаков разных групп, полиморфизм индивидов [Водоросли, 1989] и тафономические изменения, многие из них с одинаковой степенью достоверности могут быть отнесены к разным отделам эукариотических водорослей или группам бактерий. Незначительная часть микрофоссилий протерозоя БПР может быть однозначно сопоставлена с фитолитообразующими цианобактериями, многие формы которых идентичны современным [Сергеев, 2005]. Другая, подавляющая и разнородная по своим морфологическим признакам, часть рассматривается в акритархах — группе неопределенных в филогенетическом отношении остатков. Вместе с тем проведенные в последние 15 лет актуальноморфологические сравнения и анализ разноглубинных обстановок, из отложений которых были получены те или другие морфологически различные ассоциации форм, позволяют представить вероятную первичную природу многих из акритарх БПР [Станевич и др., 2006].

Таблица 2. Средние значения таксонов органических остатков и  $C_{орг}$  в стратонах неопротерозоя юга Сибирского кратона (ЮСК)

Хроностратиграфическая шкала		Среднее количество формальных видов и межродовых таксонов			Кол-во проб	Средние содержания $C_{орг}$ , мас. %
Общая	Региональный горизонт	микрофоссилий	строматолитов	микрофитолитов		
Ранний венд	Юдомский (нижняя половина)	31	5	3	184	0.45
Поздний рифей	Жуинский	68	15	43	650	3.70
	Дальнотайгинский	71	23	31	443	1.56
		23	7	24	109	1.76
	Баллаганакский	21	9	9	212	0.34

Примечание. Выборка таксонов проведена по [Дольник, 2000; Станевич и др., 2006]. В анализ вовлечены данные: по органическим остаткам — из отложений 39 свит и толщ четырех зон ЮСК; по  $C_{орг}$  — из алевропелитовых отложений 23 свит трех зон ЮСК (см. табл. 1)



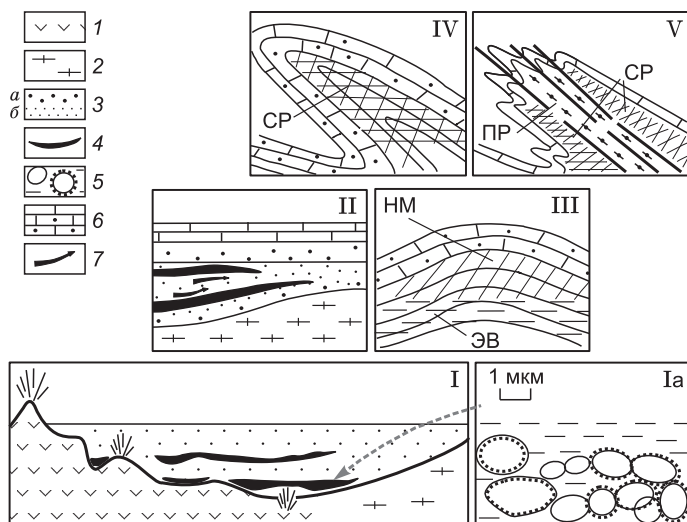


**Рис. 4. Постседиментационные трансформации УВ и его металлоносность.**

*а* — распределение значений показателя металлоносности углеродистого вещества (ПМУВ — отношение суммы содержаний элементов к содержанию  $C_{орг}$ , нормированное к стандартному образцу черных сланцев SCHS-1 [Petrov et al., 2004]) в породах свит (1—4): 1 — баженовской (5 проб), 2 — куонамской (15 проб), 3 — качергатской (12 проб), 4 — хомолхинской (16 проб). Черным цветом обозначены средние значения ПМУВ, косой штриховкой — максимальные. Содержания металлов определялись в лабораториях ИГХ СО РАН: ICP-ms — аналитик Н.Н. Пахомова; спектральный количественный — И.Е. Васильева, Е.В. Шабанова; атомно-абсорбционный — М.Г. Кажарская.

*б* — положение точек элементного состава керогенов на диаграмме Ван-Кревелена. Типы (I, II, III) керогена — путь трех различных органических источников по мере их подверженности увеличению давления и температуры: I — кероген морского происхождения, II — кероген смешанного происхождения, III — кероген наземного происхождения; 1—4 — названия свит (см. подпись к рис. 4, а); (элементный состав УВ определялся на анализаторе EA Flash-1112, Коротчаева И.М., ИрИХ СО РАН); 5—12 — горючие сланцы, глины, керогены, по [Тиссо, Вельте, 1981].

Строматолитовые и микрофитолитовые постройки, наиболее разнообразно представленные в разрезах Прибайкальской и Патомской зон (см. рис. 1, 2), однозначно свидетельствуют о широком развитии в прибрежных участках палеобассейна цианобактериальных сообществ. Их остатки сохраняются в чрезвычайно редких случаях при сингенетическом окремнении (рис. 6, фиг. 1, 2). Основная же масса этих организмов быстро деструктировалась и в виде  $CO_2$  поступала в атмосферу, что хорошо видно по минимальному содержанию  $C_{орг}$  в субаэральных строматолитовых карбонатах ченчинской свиты (см. рис. 2). Одновременно с рассмотрением вопроса о биологической природе основных типов акритарх неопротерозоя БПР следует коснуться несостоятельности одного устоявшегося мнения. Как микрофитологами, так и специалистами, объясняющими природу металлофильной органики [Неручев, 1982], считалось, что органогенные слои алевропелитов в докембрии формируются исключительно планктоном. Но последний в современных водоемах, на которые в основном и ориентируются исследователи, представлен преимущественно организмами, неизвестными в докембрии [Водоросли, 1989]. И даже в мезозойских высокоуглеродистых отложениях роль планктонного ОВ является незначительной [Занин и др., 2008], что подтверждает заключение, что всего несколько процентов фитопланктона сохраняются при погружении ниже 300 м [Jannasch, 1985].



**Рис. 5. Модель рудообразования в углеродистых толщах (сухоложский тип).**

1 — вулканы островных дуг; 2 — кристаллический фундамент; 3 — терригенные отложения; а — песчаники, б — алевролиты; 4 — углеродистые осадки (черные сланцы); 5 — бактерии, аккумулирующие золото в слое металлосодержащих илов; 6 — карбонатные отложения, в том числе и с микрофитолитами; 7 — направление миграции металлоносных нефтидов и элизонных восстановительных вод; НМ — нефтиды металлоносные (катагенные скопления); ЭВ — элизонные воды; СР — складчатые руды; ПР — постскладчатые руды. Стадии I—V — пояснения см. в тексте.

Из акритарх неопротерозоя БПР морфологически разнообразную группу составляют формы размером 10—30 мкм, сопоставляемые с зелеными водорослями, признаки которых свидетельствуют об их вероятном планктонном существовании [Станевич и др., 2006]. Распространенные в большинстве позднедокембрийских разрезов мира акритархи *Leiosphaeridia* Eis. всегда считали планктоном. В местонахождениях БПР они обычно редки и плохой сохранности (см. рис. 6, фиг. 7—9). В разрезе р. Бирюса Присаянья установлено, что слои алевролитов, содержащие детрит и многочисленные акритархи *Leiosphaeridia* Eis., отражают моменты постштормовых пауз [Станевич и др., 2006]. Осадок характеризуется концентрированным осаждением растительной массы, поднятой во взвесь с более мелководных участков шельфа и перенесенной в более глубоководную зону. Отмеченная ситуация свидетельствует, что организмы, представленные акритархами, являлись, скорее всего, бентосом прибрежных участков. Это хорошо согласуется с сопоставлением акритарх этого и других родов с репродуктивными органами многоклеточных бурых водорослей. К этим же водорослям бентосного обитания можно отнести и перенесенные крупные тканевые остатки, встречаемые в алевролитах шельфа (см. рис. 6, фиг. 3, 12). Они нередко соседствуют с массой бентосных (*in situ*) мелких коккоидных бактериальных (сапрофитных?) форм. Микрофоссилии *Octoedrixium* Rud. (фиг. 4—6), которые нами сопоставляются с бентосом серных аэробных бактерий, встречаются в относительно мелководных отложениях, обычно ассоциирующихся с фитолиитовыми постройками.

В массе же, в мацерате и в шлифах встречается иной, чем вышеотмеченные, тип микрофоссилий. Это мелкие формы, сохраняющие объем своих оболочек в ископаемом состоянии и часто образующие цепочки и агрегаты. В отложениях валюхтинской свиты, образованных в обстановке среднего шельфа, данные формы формируют элементарные слои и по своему количеству являются уже породообразующими (см. рис. 6, фиг. 10, 13). Они часто ассоциируются с линзами и пятнами углеродистого вещества. В массе этих мелких форм обычно присутствуют широко известные акритархи рода *Bavlinella* Scher. (фиг. 11, 14, 15). Судя по наличию коккоидных структур *Bavlinella* Scher. в микрофоссилиях разных типов, они, видимо, замещали внутреннее содержимое форм эукариотических водорослей или других про-

**Рис. 6. Фотографии органических остатков неопротерозоя Байкало-Патомского региона.**

Материал хранится в ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Источники изображений: биологические препараты (преп.), петрографические шлифы (шл.), сканирующие электронные микроскопы (СК). Размерные линейки: одинарная — 10 мкм, двойная — 100 мкм, тройная — 1 мм.

Фиг. 1. Образец с окремненными микрофитолитами.

Фиг. 2, 2а. Окремненный и перекристаллизованный микрофитолит с реликтами цианобактериального мата. Форма *Obruchevella* Reilt. Шл. № 0506-4b4.

Фиг. 3, 3а. Обрывок фитолеймы (бентос бурых водорослей?) с репродуктивным образованием. Мацерат пробы № 1974 (СК).

Фиг. 4, 6. *Octoedrixium truncatum* Rud. Фиг. 4 — преп. № 448-1/5а.фиг.; 6 — преп. № 448-1/21а.

Фиг. 5. *Octoedrixium neftelenicum* (Rudavskaja). Преп. № 448-2/5b.

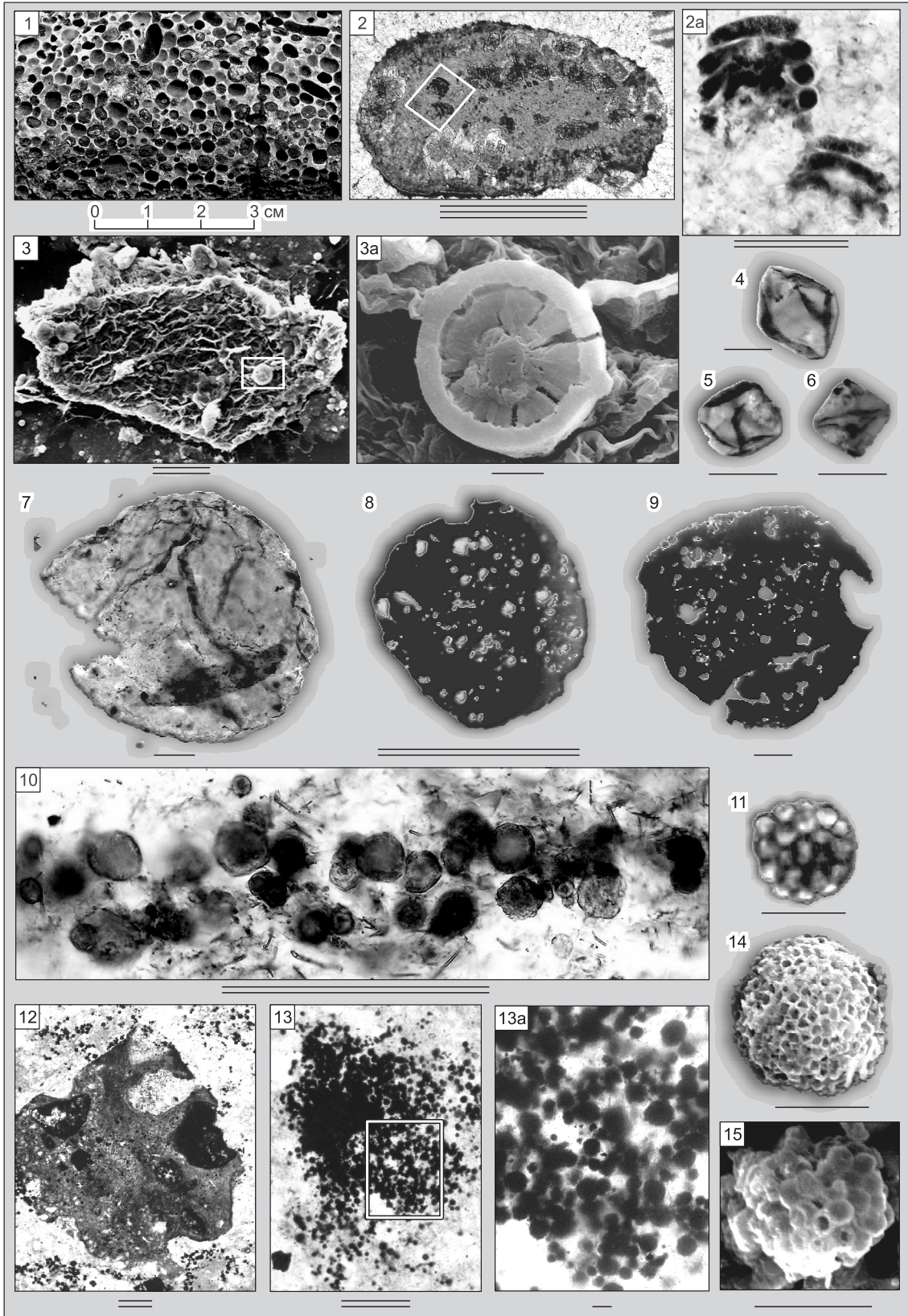
Фиг. 7. *Leiosphaeridia* cf. *minutissima* (Naumova). Фиг. 7 — преп. № 447-2/10b.

Фиг. 8, 9. *Leiosphaeridia* cf. *jacutica* (Timofeev). Фиг. 9 — преп. № 577-1/3; фиг. 8 — преп. № 577-1/1.

Фиг. 10. Слоёк алевроаргиллита, образованный бактериальными формами (*Bavlinella* div. sp., *Margominuscula* sp., *Nucellosphaera* div. sp., *Protosphaeridium* div. sp., *Pterospertopsimorpha* (?) div. sp. и др.). Шл. № 692/6-4d.

Фиг. 11, 15. *Bavlinella variabilis* (Moorm.), em. Stan. Фиг. 11 — преп. № 99-2/7; фиг. 15 — № 887 (СК).

Фиг. 12. Обрывок растительной пленки и формы бентосных бактерий. Шл. № 713/2-15.



Фиг. 13, 13а. Скопления и цепочки бактериальных форм в алевроаргиллитах. Фиг. 13 — шл. № 7132-19.

Фиг. 14. *Bavlinella faveolata* Schep, em. Stan. Фиг. 14 — № 887 (СК).

Прибайкальская зона: фиг. 1, 2 — мыс. Елохин, улунтуйская свита; фиг. 3 — р. Голоустная, улунтуйская свита. Патомская зона: фиг. 8, 9 — р. Бол. Патом, баракунская свита; фиг. 10, 11 — р. Жуя, валлохтинская свита; фиг. 12, 13 — р. Бол. Чуя, валлохтинская свита. Байкало-Муйская зона, Олоkitско-Холоднинский район: фиг. 4 — 7 — р. Ондоко, ондокская свита; фиг. 14, 15 — Делон-Уранский хребет, р. Бол. Якорь, якорная толща.

кариот в сингенезе. Аналогичные формы из куонамских сланцев кембрия определены как колонии пурпурных серобактерий *Thiocapsa* или *Thiocystes*, клетки которых замещены фрамбоидами пирита [Жмур, Горленко, 1990]. Учитывая нахождение *Bavlinella* Sher. в разноглубинных осадках, формы этого рода и ассоциирующие с ними микрофоссилии другой морфологии логичнее трактовать как остатки придонных сообществ факультативно гелиофобных, хемолитотрофных бактерий, в том числе и серобактерий [Определитель..., 1997]. Для них также свойственны разнообразные, в основном округлые, слизистые колонии и размножение множественным делением [Шлегель, 1987]. Таким образом, пороодообразующие массы форм из валюхтинской и других свит могут быть выделены как сообщество факультативно темновых зубактерий, отчасти независимых от других микроорганизмов. Известно, что миксотрофный метаболизм в условиях дефицита света и аллохтонных биогенов свойственен части сульфатредуцирующих и других бактерий [Определитель..., 1997] и определяет их самодостаточную жизнедеятельность. Крайним случаем подобной независимости являются сообщества хемолитотрофных бактерий, осуществляющих хемосинтез и темновую ассимиляцию CO<sub>2</sub> на глубинах до 3700 м [Леин и др., 1996]. И почти не остается сомнений, что большие, до ураганных, содержания C<sub>орг</sub> в рудовмещающих отложениях Бодайбинской зоны (см. табл. 1) созданы массой хемолитотрофных бактерий, незначительную часть которой мы наблюдаем в виде микрофоссилий.

### БИОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ БИОГЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАЛЛОВ

Хорошо известно мощное влияние микроорганизмов на минеральные преобразования в осадках. Долгое время доминировала абиогенная модель образования осадочных месторождений металлов, где их накопление объяснялось исключительно химическими процессами. В последние десятилетия установлено, что перераспределение и концентрация первичных соединений железа и марганца производятся микроорганизмами, в первую очередь, бактериями разного типа метаболизма [Заварзин, 1972, 2003; Пиневиц, 2005]. На разных глубинах современных морей биогенная концентрация и перенос железа и марганца в зависимости от условий экосистем осуществляются разными популяциями микроорганизмов с разными метаболическими стратегиями. Кроме доминирующих в этих процессах аэробных и анаэробных гетерохемотрофных бактерий, в аккумуляции металлов участвуют фито-, зоопланктон, моллюски и другие группы организмов. Одним из выводов исследований явилось заключение о наличии острой конкуренции между бактериями и эукариотными организмами за ресурс растворенного в бассейновых водах железа [Пиневиц, 2005]. Известна ведущая роль бактериальных сообществ в формировании бокситов [Школьник и др., 2004].

Другая ситуация с ресурсом металлов и их концентраций имеет место в глубоководных гидротермальных полях рифтовых зон, где концентрируются залежи руд, содержащие Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Fe, Mn и редкие элементы [Гидротермальный рудогенез..., 2006]. По сравнению с другими элементами хорошо изучены процессы бактериальной концентрации железа и марганца [Заварзин, 1972, 2003; Пиневиц, 2005]. Глубоководные хемоавтотрофные бактерии, осуществляющие их аккумуляцию, распределены по трем экологическим нишам: в изливающихся из источника водах, образующие около них микробные маты и бактерии-симбионты моллюсков и погонофор. В современных условиях бактерии выступают как начальное звено пищевых цепей, в ходе которых захваченные элементы могут перераспределяться по площади. В то же время у нас нет оснований говорить о существовании бактериальных консументов в рифейских глубоководных осадках. Отсюда вполне вероятно, что в позднекембрийских гидротермальных системах концентрация металлов осуществлялась на более локальных площадях, чем в фанерозое.

Среди прочих металлов к настоящему времени установлена способность микроорганизмов (бактерии, водоросли, грибы и др.) к концентрированию золота [Овчаренко и др., 1985, 1986; Hughes, Poole, 1989]. Интерес представляют исследования процесса соосаждения коллоидного золота с различными формами органического вещества и образование его аутигенных включений в алеврит-глинистых осадках. Экспериментальные работы показали, что живые клетки бактерий (*Bacillus subtilis*) обладают способностью к разнообразным взаимодействиям с золотом, включающим притяжение коллоидных частиц к поверхности клеток, их прикрепление с образованием агрегатов, последующее растворение, перекристаллизацию и формирование более крупных частиц [Овчаренко и др., 1985, 1986]. Одним из наиболее эффективных способов взаимодействия микроорганизмов с золотом является коллоидно-биохимический [Перцов и др., 1981], заключающийся в адгезии (сорбции) коллоидных частиц на поверхности клеток. Сущность данного процесса — в смешивании суспензий живых микроорганизмов с коллоидными растворами, когда поверхность отдельных клеток покрывается слоем частиц золота. Закрепление коллоидных частиц металлов на поверхности бактерий обусловлено образованием ковалентных и координационных связей, приводящих к прочному взаимодействию (сцеплению) металла на внешней, слизистой поверхности клеток [Жизнь..., 1981]. С течением времени происходит процесс роста частиц на порядок величин, от 30—40 нм в исходной зоне до 300—400 нм [Овчаренко и др., 1985]. При этом типе взаимодействия агрегаты металла при достижении веса разрыва коллоидных связей могут отделяться от поверх-

ности клеток, далее участвуя самостоятельно в процессах седиментационного перераспределения и диагенетически-катагенетических преобразований.

При взаимодействии бактериальной культуры (штамм *Bacillus* sp.1) с растворами тяжелых металлов происходит аккумуляция ионов металлов, осуществляемая избирательно [Овчаренко и др., 1987]. Из табл. 3 видно, что наибольшая сорбционная способность к аккумуляции установлена для золота и падает в ряду: Au > Mn > Cu > Fe > Ni > Co. В этом процессе уже задействованы внутренние структуры клетки. Интенсивное накопление золота связано с его восстановлением и адсорбцией частиц на внешней стороне цитоплазматической мембраны. Этот же механизм адсорбции золота бактериальной клеткой и ростом его частиц был изучен на золото-полиметаллическом месторождении Камчатки [Коробушкина и др., 2003]. Концентрации золота здесь осуществляются *Thiobacillus ferrooxidans* с влиянием других хемолитотрофных и органотрофных бактерий и в биомассе достигают 70—150 г/т. Вышеописанные процессы могут быть определяющими при формировании биогенных осадков с высокими кларками золота. Наиболее перспективными в этом отношении являются металлоносные илы гидротермальных полей рифтовых зон.

Установлено, что идентифицированные *n*-алканы (от C<sub>20</sub> до C<sub>31</sub>) из углеводородной фракции битумоидов являются производными планктонногенно-бактериального материала морских осадков [Dembicki, 1976; Didyk, 1978; Баженова и др., 2001]. Выше были приведены доводы о преобладающем бентосном образе жизни глубоководных биоценозов. С этих позиций не остается доводов против бентосной природы бактериальных сообществ, формировавших в неопротерозое углеродистые осадки месторождения Сухой Лог. Месторождение изучалось по полному его пересечению с выходом во вмещающие породы: надрудная, надрудная минерализованная, рудная, подрудная минерализованная, подрудная зоны. Из пород всех перечисленных зон были выделены битумоиды и получены ряды *n*-алканов из фракций углеводородов. Картина их распределения [Евсеев и др., 2005] свидетельствует о различии составов алифатических углеводородов. Именно, среди *n*-алканов из битумоидов рудной зоны идентифицированы парафины от C<sub>20</sub> до C<sub>31</sub>, характерные для первичного вещества бактериального происхождения, которое предположительно являлось концентратом золота. Кроме того, обнаружение «свободных» форм золота в битумоидах черносланцевых отложений месторождения Сухой Лог [Развозжаева и др., 2002] подтверждает участие бактериальных сообществ в накоплении золота в осадке. Закономерно, что биокосная система гидротермальных полей реализовывала свой металлоаккумулирующий потенциал в условиях геохимических барьеров [Перельман, 1979; Гидротермальный рудогенез..., 2006].

В отличие от Сухого Лога, черносланцевые руды Холоднинского полиметаллического месторождения не подвергались детальным исследованиям биохимической направленности. Но можно предположить, что и его Pb-Zn потенциал связан с первоначальным биогенным накоплением. Рудные залежи Олоkitского синклиория, как и золотосодержащие отложения Сухого Лога (см. рис. 1, 2) приурочены к позднедальнетайгинско-жуинскому этапу развития палеобассейна БПР. В Олоkitско-Холоднинском районе этап характеризуется островодужными обстановками с проявлением вулканизма бимодального типа, который должен был поставлять в бассейн обширный спектр элементов. С другой стороны, биогенное происхождение сульфидов в морских условиях характерно не только для пирита, но известно и для фрамбоидов сфалерита [Bawden et al., 2003]. Биохимические и микрофитологические исследования полиметаллических руд месторождения Мак-Артур-Ривер Австралии показало большую вероятность накопления Pb и Zn в осадках биогенным путем, скорее всего, бактериальным сообществом [Астафьева и др., 2005].

По А.П. Виноградову [1962], способность к концентрации металлов организмами уменьшается от низших форм к высшим. С этих общих позиций, предполагаемая роль массы наблюдаемых микрофоссилий глубоководных зон позднерифейского бассейна БПР в концентрации Au, Pb, Zn и др. может быть гипотетически дополнена возможным влиянием на эти процессы архей. Хотя эти микроорганизмы были открыты только в 1977 г., уже известны их возможности по извлечению Au, Cu и других металлов из сульфидов [Воробьева, 2007]. По низкому значению геномного сиквенса архей составляют самый первый мегатаксон в эволюционной триаде доменов: археи—бактерии—эукариоты. Размеры их разнообразных изометричных форм меньше микрометра. Поэтому идентифицировать их в световом микроскопе представляется достаточно затруднительным. Но, имея в виду повсеместное распространение архей и не меньшую, чем у бактерий физико-химическую устойчивость, они должны присутствовать в большинстве изучаемых нами отложений. В глубоководных гидротермальных полях Атлантического, Тихого и

Таблица 3. Содержание металла (мкг/г сухого остатка) в биомассе, отделенной от раствора (исходная концентрация 5 ммоль/л) [Овчаренко и др., 1987]

Время контакта	Раствор					
	MnCl <sub>2</sub>	FeCl <sub>3</sub>	CoSO <sub>4</sub>	NiCl <sub>2</sub>	CuCl <sub>2</sub>	AuCl <sub>2</sub>
30 мин	10.7	17.2	7.5	8.6	16.8	81.4
2.5 ч	11.7	17.4	7.7	8.8	22.9	149.2
1 сут	23.6	17.7	11.7	10.4	22.1	177.6
7 сут	73.7	24.4	11.7	12.4	28.8	—

Индийского океанов, кроме массы бактерий были установлены разные типы термофильных и гипертермофильных архей [Воробьева, 2007]. Они, как и бактериальные формы, интенсивно участвуют в окислении серных соединений Fe, Mn, H и метана.

### ЭТАПЫ МОБИЛИЗАЦИИ И МИГРАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНОГО УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА В СИН- И ЭПИГЕНЕЗЕ

Разработка модели метаморфогенно-метасоматического рудообразования в черных сланцах базируется на достаточно обоснованных на сегодняшний день представлениях о том, что многие металлы (прежде всего органофильные и халькофильные) концентрируются в углеродистом веществе (УВ) черносланцевых осадочных формаций еще на этапе седиментогенеза, образуя комплексы ионов металлов с кислород-, азот- и серосодержащими функциональными группами органического вещества. Материал вышеприведенных разделов убеждает в необходимости дополнить модель рудообразования Сухого Лога начальным этапом биогенного концентрирования Au. Значительная вероятность этого процесса подтверждается данными о гидротермальном и эксплозивном поступлении комплекса элементов во впадину задугового бассейна (см. рис. 1) [Немеров, 1989; Станевич, Переляев, 1997], указанной выше металлофильности специализированных групп бактерий и интенсификации биогенных процессов в позднедальнетайгинско-жуинское время, к осадкам которого и приурочено месторождение.

В процессах постседиментационных преобразований углеродсодержащих пород, металлоносное УВ, мигрируя и окисляясь, теряет связь с металлами, которые концентрируются в благоприятных физико-химических обстановках и образуют рудные залежи. Ведущее значение в процессах рудообразования в углеродистой среде приобретают факторы, определяющие и контролирующие постседиментационные процессы мобилизации, миграции и концентрирования рудных веществ.

С целью выяснения флюидогенерирующего потенциала углеродистых толщ, а также способности металлов к мобилизации и транспортировке в составе УВ в условиях постседиментационных трансформаций отложений на стадиях катагенетических и метаморфических преобразований исследовано поведение группы органофильных элементов: V, Mo, U, Ni, Zn, Pb, Cu, Ag, Au на эталонных объектах Сибири: баженовской, куонамской, качергатской и хомолхинской свит. Перечисленные элементы устойчиво проявляют органофильность, заключающуюся в стабильно высоких положительных корреляционных взаимосвязях с  $C_{\text{орг}}$  в углеродистых отложениях мира. Методически данное исследование осуществлялось следующим образом: по каждому из указанных элементов, в каждом объекте определялись два значения: средние содержания и максимальные (но не единичные). Эти значения нормировались по стандартному образцу черных сланцев — SCHS-1. Полученные коэффициенты концентрации суммировались отдельно по средним и максимальным. Суммы делились на нормированное (по SCHS-1) содержание  $C_{\text{орг}}$  в том же объекте. В результате по каждому объекту были получены значения, которые можно классифицировать как показатели металлоносности (или металлоемкости) углеродистого вещества (ПМУВ) черных сланцев. Сравнивая значения ПМУВ в каждом из объектов, расположенных относительно друг друга по степени постседиментационных преобразований, устанавливается отчетливый тренд снижения этого показателя от протомезокатагенетических (баженовская и куонамская свиты) к апокатагенетическим (качергатская свита) и метаморфическим (зеленосланцевая фация, хомолхинская свита) (рис. 4).

Из рис. 4, б следует, что к началу метаморфических преобразований (на стадии апокатагенеза) углеродистая металлоносная толща истощена, ею утрачена большая часть металлогенетического потенциала. Истощается также и флюидный ресурс толщи — теряются  $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $O_2$ , мигрируют углеводороды, происходит карбонатизация углеродистого вещества. На это указывают и петрографические наблюдения, согласно которым углеродистое вещество из аморфного полупрозрачного вещества постепенно, по мере роста *PT*-условий, все больше приобретает организованную структуру, становится практически непрозрачным, возрастает отражательная способность, уменьшается количественно и т.д. Полученные результаты подтверждают тезис о том, что углеродистые отложения, не испытавшие метаморфизм, обладают максимальными флюидо- и металлоресурсными потенциалами, и этот потенциал способен реализоваться в процессах рудогенеза на стадии катагенетических трансформаций этих толщ. Отсюда следует, что метаморфогенное рудообразование в истощенных черных сланцах маловероятно без участия дополнительных источников флюида и металлов, но по мнению авторов, возможно в том случае, если на предшествующей стадии катагенетических преобразований в этих толщах, в разнообразных структурных ловушках сохранились скопления металлоносных нафтидов и элизионных вод. Термодинамическое разложение зарезервированных металлоносных флюидов является наиболее вероятным сценарием метаморфогенного рудораспределения в черных сланцах [Развозжаева и др., 2008].

Авторы на основе проведенных исследований на эталонном объекте (месторождение золота Сухой Лог) предлагают модифицированный сценарий метаморфогенно-метасоматического рудообразования (рис. 5, стадии I—V). Проследив историю геологических событий в развитии Ленского золотоносного района с момента заложения палеобассейна углеродистого седиментогенеза (стадия I), когда веществ-

ный состав осадков, их биогеохимическая специализация формировались под влиянием сидерофильного эксплозивного материала, поставляемого островодужными системами, и сидерохалькофильных компонентов за счет активной эксгальционной деятельности и концентрационной роли бентосных бактериальных сообществ, до преобразования металлоносных отложений в процессах катагенеза и метаморфизма, становится очевидным, что одним из важнейших рудоподготовительных этапов является катагенез (стадия II). Возникшие в условиях катагенеза нефти в значительной мере наследуют металлогенический потенциал рудонефтематеринской толщи благодаря наличию в них тяжелых неуглеводородных фракций, которые в своих молекулах обычно содержат электродонорные атомы S, O, N. На этом этапе из углеводородных толщ происходит мобилизация и перераспределение катагенных флюидов (нафтидов и элизионных вод), обогащенных рудными элементами, с миграцией их в области конседиментационных поднятий и других положительных структур (стадия III). В результате стадия катагенетических преобразований углеводистых пород на коллизионном этапе завершается накоплением металлоносных нафтидов в сводовых частях положительных структур, обеспечивая тем самым аномально высокий фон металлов, в том числе и благородных, наложившись на первично седиментогенную специализацию рудонефтематеринских толщ. Собственно рудообразование осуществляется в указанных структурах под воздействием региональных термодинамических преобразований металлоносных катагенных скоплений флюидов в условиях прогрессивного метаморфизма (стадии II—IV).

В начале метаморфогенно-метасоматической стадии (IV), при температуре 420—380 °C и давлении 500—600 МПа, образуется рассеянная ультратонкая (0.5—10 мкм), самородная минерализация Pt, Au, Fe, Cr, W, Ti, Pb, Sn, Cu, Al, что свидетельствует о резко восстановительных условиях, возникших как процесс, сопряженный с метаморфическим разложением углеводистых соединений. Затем, при температурах 380—280 °C возникает сидерит-кварц-сульфидная минеральная ассоциация с самородным золотом. Одновременно образуются сульфиды и арсениды платины: куперит и сперрилит. Описанные руды в полной мере соответствуют подклассу метаморфизованных. Рудная минерализация, отвечающая гидротермально-метасоматической стадии (V) (золотопродуктивная среднетемпературная стадия — 280—190 °C), формируется благодаря активности флюидов, возникших при завершении предыдущей стадии из резервов вмещающих углеводистых пород. Рудообразование осуществляется в зонах трещиноватости, рассланцевания, флексуобразных изгибов, где и происходит становление золоторудных тел штокверкового и жильного типов. Для этой стадии характерна минеральная ассоциация: анкерит—сидерит—кварц—пирротин—пиритовая с самородным золотом. В конце данного этапа (190—150 °C и ниже) возникает низкотемпературная анкерит-кварц-пиритовая минеральная ассоциация с дисперсным золотом.

Таким образом, предложенная модель, базирующаяся на реальных геологических фактах, развивает концепцию сопряженного развития металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов. Прослеживается вполне очевидная связь формирования рудных объектов и нефтегазоносных бассейнов за счет мобилизации рудно-флюидных ресурсов из специализированных черносланцевых формаций.

Тектономагматическая активизация, происшедшая на БПР в среднем—позднем палеозое в интервале 350—312 (±20) млн лет [Рундквист и др., 1992], была вызвана коллизионными процессами, скорее всего, при смыкании Сибирского и Китайского кратонов. По другой версии [Кузьмин и др., 2006], данная активизация была обусловлена воздействием мантийного плюма на континентальную литосферу, и как следствие, с образованием Ангаро-Витимского батолита. В результате этот этап ознаменовался палингено-анатектическим гранитообразованием, зональным метаморфизмом, интенсивным складкообразованием, оживлением глубинных разломов фундамента и формированием прожилкового и прожилково-вкрапленного золотого оруденения в черных сланцах позднего рифея.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вышеприведенные данные свидетельствуют о широком развитии в позднерифейском бассейне БПР разных типов водорослей и бактерий. Анализ как геохимических характеристик отложений, так и таксономического состава «микробиот» показывает максимальную биопродуктивность палеобассейна в позднедальнетайгинско-жуинское время. Судя по морфологии и размерам микрофоссилий, основной объем углеводистого вещества поставлялся бентосом бактериальных сообществ. Сопряженность независимо установленных фактов, таких как существование задугового бассейна, усиление биотических и стагнационных процессов в нем и существование в отложениях этого времени стратиформных месторождений Au, Pb-Zn может склонять к выводу о зависимости концентраций этих металлов от биогенных процессов. Значительная вероятность их биогенного накопления подкрепляется известными данными о разных типах аккумуляции металлов организмами (для докембрия в первую очередь) хемолитотрофными бактериями. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют об участии темновых бактериальных сообществ и их роли в процессах накопления и концентрирования металлов на стадии седиментогенеза.

Кроме биохимической концентрации металлов и постседиментационных процессов их мобилизации, миграции и концентрирования предполагается, что основная доля углеводородного сырья образова-

лась также в этих неопротерозойских отложениях. ОВ продуцировалось в результате преобразования как остатков фототрофных цианобактерий и водорослей, так и массы гелиофобных бактериоценозов. Сохранение и аккумуляция ОВ происходила преимущественно в черносланцевых толщах прогнутых зон бассейнов. Эти толщи при складчато-надвиговых процессах подвержены деформации в большей степени, чем шельфовые отложения. Известные коллизионные события начала венда [Немеров, Станевич, 2001], вероятно, повлекли перераспределение углеводородного вещества в менее деформируемые и более проницаемые породы. Но основная аккумуляция углеводородов в карбонатных и песчаных коллекторах неопротерозоя и кембрия произошла, видимо, после герцинской тектонической перестройки. Таким образом, венд-кембрийские нефтегазопроявления Сибирской платформы являются производными трансформации растительных остатков предвендского возраста.

Авторы признательны В.Г. Беличенко и А.А. Постникову, сделавшим конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить качество статьи.

Исследования выполняются при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00339, 08-05-00644).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Астафьева М.М., Викерс-Рич П., Вилде А., Розанов А.Ю., Хувер Р.** О возможности биогенного образования среднепротерозойских полиметаллических руд месторождения Мак-Артур-Ривер в Северной Австралии // Палеонтол. журнал, 2005, № 6, с. 3—7.

**Баженова О.К., Лейн Ф.Ю., Арефьев О.А., Пересыпкин В.И.** Новые доказательства биогенной природы углеводородов в гидротермальных сульфидных рудах Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) // Докл. РАН, 2001, т. 378, № 3, с. 379—382.

**Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Житков А.Н., Герасимов Н.С.** Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1988 (3), с. 8—17.

**Буряк В.А.** Формирование оруденения в углеродсодержащих толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 12, с. 94—105.

**Буряк В.А., Хмелевская Н.М.** Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования) // Владивосток, Дальнаука, 1997, 156 с.

**Виноградов А.П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

**Воробьева Л.И.** Археи: учебное пособие для вузов. М., ИКЦ «Академкнига», 2007, 447 с.

**Водоросли.** Справочник / С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк, Паламарь-Мордвинцева Г.М., Ветрова З.И., Кордюм Е.Л., Мошкова Н.А., Приходькова Л.П. Коваленко О.В., Ступина В.В., Царенко П.М., Юнгер В.П., Радченко М.И., Виноградова О.Н., Бухтиярова Л.Н., Разумна Л.Ф. Киев, Наук. думка, 1989, 608 с.

**Гидротермальный рудогенез океанского дна** / Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.М. Сагалевиц, Е.Г. Гурвич. М., Наука, 2006, 527 с.

**Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С., Кочеткова К.В., Понамарев В.Г., Бусленко А.И., Гаськов И.В.** Холодинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. М., Наука, 1982, 206 с.

**Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Ащепков И.В., Картавченко В.Г., Габов Н.Ф., Могилев В.А., Шадаев М.А., Рипп Г.С., Склярв Е.В.** Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения. М., Наука, 1987, 166 с.

**Дольник Т.А.** Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 320 с.

**Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г.** Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое—раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика, 2006, т. 47. (1), с. 183—197.

**Евсеев В.В., Немеров В.К., Серебрянникова О.В., Развозжаева Э.А., Ганенко Т.В., Будяк А.Е.** Состав битуминозных компонентов пород и руд месторождения Сухой Лог // Материалы конференции «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока». Иркутск, ИГХ СО РАН, 2005, т. 2, с. 159—161.

**Жизнь микробов в экстремальных условиях** / Ред. Д.М. Кашнер. М., Мир, 1981, 379 с.

**Жмур С.И., Горленко В.М.** Природа куонамских горючих сланцев кембрия Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые, 1990, № 3, с. 122—126.



- Заварзин Г.А.** Литотрофные микроорганизмы. М., Изд-во МГУ, 1972, 323 с.
- Заварзин Г.А.** Лекции по природоведческой микробиологии. М., Наука, 2003, 348 с.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Лившиц В.Р., Эдер В.Г.** О роли скелетного и бесскелетного биогенного материала в формировании органического вещества баженовской свиты // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 357—366.
- Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В.** Докембрий Патомского нагорья. М., Недра, 1995, 352 с.
- Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В.** Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 152—168.
- Коробушкина Е.Д., Пампура В.Д., Мамитко В.Р.** Геохимическая деятельность микроорганизмов в рассеянии и концентрировании золота в Жировском золото-полиметаллическом месторождении (Южная Камчатка) // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 374—377.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.М., Немеров В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л.** Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Докл. РАН, 2006, т. 407, № 6, с. 793—797.
- Куимова Н. Г.** Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами, выделенными из рудных и россыпных месторождений: Автореф. дис. ... к.б.н. Благовещенск, Комплекс. науч.-исслед. ин-т ДВО РАН, 1999, 154 с.
- Лаверов Н.П., Лишневицкий Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А.** Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Вост. Сибирь, Россия) // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 5, с. 652—656.
- Леин А.Ю., Пименов Н.В., Виноградов М.Е., Иванов М.В.** Скорость  $\text{CO}_2$ -ассимиляции и бактериальная продукция органического вещества на гидротермальных полях 26° с.ш. и 29° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Океанология, 1996, т. 37, № 3, с. 396—407.
- Ленский** золотоносный район / Ю.П. Казакевич, С.Д. Шер, Т.П. Жданова. М., Недра, 1971, т. 1, 162 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 85).
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П.** Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd- и Sr-изотопные свидетельства // Докл. РАН, 2006, т. 409, № 2, с. 235—240.
- Лисицын А.П.** Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 373—400.
- Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46, (7), с. 714—722.
- Микрофоссилии** докембрия СССР / Ред. Т.В. Янкаускас. Л., Наука, 1989, 190 с.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д.** Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991, № 6, с. 33—49.
- Немеров В.К.** Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР, 1988, т. 298, № 6, с. 1446—1449.
- Немеров В.К.** Геохимическая специализация позднедокембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО АН СССР, 1989, 19 с.
- Немеров В.К., Станевич А.М.** Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в Байкальской горной области // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 456—470.
- Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А., Матель Н.Л., Будяк А.Е., Станевич А.М.** Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов суходолжского типа // Отечественная геология, 2005, № 3, с. 17—24.
- Неручев С.Г.** Уран и жизнь в истории Земли. Л., Недра, 1982, 208 с.
- Овчаренко Ф.Д., Ульберг З.Р., Гарбара С.В., Коган Б.С., Перцов Н.В.** Механизм биогенного формирования аутигенных включений золота в тонкодисперсных осадках // Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 3, с. 711—713.
- Овчаренко Ф.Д., Ульберг З.Р., Карамушка В.И., Грузина Т.Г., Подольская В.И., Перцов Н.В.** Роль биохимических факторов в селективной гетерокоагуляции микроорганизмов с частицами коллоидного золота // Докл. АН СССР, 1986, т. 287, № 4, с. 1009—1012.
- Овчаренко Ф.Д., Ульберг З.Ф., Перцов Н.В., Коган Б.С., Гарбара С.В., Чопик О.В.** Избирательная металлофильность микроорганизмов. Докл. АН СССР, 1987, т. 292, № 1, с. 199—203.

**Определитель** бактерий Берджи. В 2-х т. Пер. с англ. / Под ред. Дж. Хоулта, Н. Крига, П. Снита, Дж. Стейли, С. Вильямса. М., Мир, 1997, 800 с.

**Перельман А.И.** Геохимия // М., Высшая школа, 1979, 423 с.

**Перцов Н.В., Напрасникова Л.А., Ульберг З.Р., Эстрелла-Льопис В.Р., Марочко Л.Г., Коган Б.С.** Механизм обогащения углеродистых формаций тонкозернистым золотом // Всесоюзное совещание по геохимии углерода, 1981, с. 33—35.

**Пиневиц А.В.** Микробиология железа и марганца. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2005, 374 с.

**Развожаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Мартихаева Д.Х., Прокопчук С.И.** Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Ленский район) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 2, с. 116—124.

**Развожаева Э.А., Немеров В.К., Спиридонов А.М., Прокопчук С.И.** Углеродистое вещество золоторудного месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (6), с. 495—502.

**Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, 215 с.

**Рундквист И.К., Бобров В. А., Смирнова Т. Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ащеуков А. А.** Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений, 1992, т. 34, № 6, с. 3—15.

**Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С.** Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма (Материалы XXXII тектонического совещания). М., ГЕОС, 1999, т. 1, с. 93—95.

**Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б.** Возрастные рубежи позднедокембрийского кислого вулканизма Байкальской складчатой области (результаты U-Pb исследования цирконов) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты (Тезисы докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии). М., ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2000, с. 315—317.

**Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

**Сергеев В.Н.** Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М., ГЕОС, 2005, 280 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 567).

**Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.** Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 2, с. 25—46.

**Советов Ю.К., Комлев Д.А.** Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 4, с. 3—34.

**Соколов Ю.М., Турченко С.И., Бушмин С.А.** Геология и генезис Холоднинского месторождения // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., Наука, 1981, с. 167—233.

**Станевич А.М., Железняков В.А.** Открытие микробиоты акритарх в келянской толще Среднего Витима // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, с. 135—146.

**Станевич А.М., Переляев В.И.** К стратиграфии позднего докембрия Средне-Витимской горной страны (СВГС) // Структурная и вещественная эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1995, с. 48—49.

**Станевич А.М., Немеров В.К., Чатга Е.Н.** Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006, 204 с.

**Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.** Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.

**Тиссо Б., Вельте Д.** Образование и распространение нефти. М., Мир, 1981, 501 с.

**Федонкин М.А.** Изменение доступности металлов и эвкалириотизация биосферы в докембрии // Современные проблемы геологии. М., Наука, 2004, с. 427—447. (Тр. ГИН РАН, вып. 565).

**Хоментовский В.В., Постников А.А.** Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2001, № 3, с. 3—21.

**Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

**Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д., Новиков В.М., Еганов Э.А., Георгиевский А.Ф., Жуков В.В., Мыскин В.И., Одокий Б.Н.** Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М., Эслан, 2004, 184 с.

**Шлэгель Г.** Общая микробиология. Пер. с нем. М., Мир, 1987, 567 с.

**Эволюция** южной части Сибирского кратона в докембрии / Под ред. Е.В. Складорова, А.М. Мазукаб-зова, Д.П. Гладкочуба, Т.В. Донской, А.М. Станевича, А.Н. Диденко, Е.В. Бибиковой, В.Ю. Водовозова, А.А. Казанского, Т.И. Кириной, И.К. Казакова, К.М. Константинова, Б.Б. Кочнева, Д.В. Метелкина, Т. Ота, В.К. Немерова, А.А. Постникова, А.А. Юлдашева, В.А. Пономарчука. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006, 364 с.

**Bawden Th.M., Einaudi M.T., Bostick B.C., Meibom A., Wooden J., Norby J. W., Orobona M.J.T., Chamberlain C. P.** Extreme  $^{34}\text{S}$  depletions in ZnS at the Mike gold deposit, Carlin Trend, Nevada: evidence for bacteriogenic supergene sphalerite // *Geology*, 2003, v. 31, p. 913—916.

**Biom mineralization** / Eds. P.M. Dove, J.J. De Yoreo, S. Weiner. *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 54, 381 p.

**Brocks J.J., Logan G.A., Buick R., Summons R.E.** Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes // *Science*, 1999, v. 285, p. 1033—1036.

**Dembicki H.Yr., Meinschein W.Y., Hattin D.E.** Possible ecological and environmental significance of the predominance of even-carbon number  $\text{C}_{20}$ — $\text{C}_{30}$  *n*-alkanes // *Geochem. Cosmochem. Acta*, 1976, v. 49, № 2, p. 203—208.

**Didyk B.M., Simoneit B.R.T., Brasl S.C.** Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation // *Nature*, 1978, v. 272, № 5650, p. 216—222.

**Hughes M.N., Poole R.K.** Metals and microorganisms. New York, Chapman and Hall, 1989, 383 p.

**Jannasch H.** The chemosynthetic support of life and the microbial diversity at deep-sea hydrothermal vents // *Proc. Roy. Soc. Lond. B.*, 1985, v. 225, p. 277—297.

**Javaux E.J., Marshall C.P.** Tracking the record of early life [À la recherche des premières traces de vie] // *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology. Memoir 2005/02, Abstract 05 (CG2005\_A02/05)* 27. p. 27—31.

**Petrov L.L., Kornakov Y.N., Korotaeva I.I., Anchutina E.A., Persikova L.A., Susloparova V.E., Fedorova I.N., Shibanov V.A.** Multi-element reference samples of black shale geostand. *Geoanal. Res.*, 2004, v. 28, № 1, p. 89—102.

**Turekian K.K., Wedepohl K.H.** Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 71, № 2, p. 175—192.

**Rasmussen B., Fletcher I.R., Brocks J.J., Kilburn M.R.** Reassessing the first appearance of eukaryotes and cyanobacteria // *Nature*, 2008, v. 455, p. 1101—1104.

**Xiong J., Fischer W.M., Inoue K., Nakahara M., Bauer C.E.** Molecular evidence for the early evolution of photosynthesis // *Science*, 2000, v. 289, p. 1724—1730.

*Поступила в редакцию  
14 мая 2009 г.*