

УДК 551.77:551.87(1-925.11)

ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ БИОГЕННЫХ СИЛИЦИТОВ В ПАЛЕОГЕНОВОМ БАССЕЙНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Э.О. Амон

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

Поступила в редакцию 05.05.18

Кратко охарактеризованы факторы, причины и условия формирования и накопления в западной части Западной Сибири биогенных силицитов палеогенового (танет-ипрско-го, ~57–51 Ма) возраста. Рассмотрены факторы глобального и регионального масштабов влияния, которые действовали совместно и одновременно. Среди глобальных названы космические, топографические, тектонические, магматические, океанографические, климатические причины и условия. К региональным отнесены конфигурация и палеогеографические характеристики Западносибирского палеогенового моря-пролива и его континентального окружения, а также особенности седиментогенеза. В формировании силицитов ведущая роль принадлежала диатомеям, значение других кремнебионтных организмов (радиолярий и силикофлагеллят) было менее существенным. Приведена краткая характеристика ассоциаций радиолярий, существовавших в раннем палеогене в Западносибирском морском внутреннем бассейне.

Ключевые слова: палеоген, биогенные силициты, радиолярии, Западная Сибирь.

Amon E.O. Factors and conditions of accumulation of Paleogene biogenic silicites in Western Siberia. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2018. Volume 93, part 4. P. 51–67.

Factors, causes and conditions of formation and accumulation of Paleogene (Thanetian–Ypresian, ~57–51 Ma) biogenic silicites in the western part of the Western Siberia are briefly described. The factors of global and regional scales of influence are considered, these factors acted together and contemporaneously. Among the global ones are noted the cosmic, topographic, tectonic, magmatic, oceanographic and climatic causes and conditions. The configuration and paleogeographic characteristics of the West Siberian Paleogene seaway and its continental surroundings, as well as the peculiarities of sedimentogenesis, are the regional ones. In the formation of silicites the leading role belonged to diatoms, but the importance of other siliceous organisms (Radiolaria and silicoflagellates) was less significant. A brief description of radiolarian associations that dwelled the West Siberian sea during early Paleogene is given.

Key words: Paleogene, biogenic silicites, radiolarians, Western Siberia.

Палеогеновые высококремнистые опал-кристобалитовые породы, относящиеся к биогенным силицитам, играют важную роль в структуре мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западносибирской плиты. В литературе они известны под историческим названием «эоценовой кремнистой формации», которая распространена на площади около 1,5 млн км², характеризуется неглубоким залеганием, трехчленным строением и содержит основной объем запасов кремнистых пород в Западной Сибири (Кремнистые..., 1976; Нестеров, Генералов, 1984; Опалиты..., 1987 и др.). Общий ресурсный потенциал силицитов на территории Зауралья оценивается примерно в 15–20 млрд м³ (Сырьевая..., 1976; Смирнов, 2015, 2017). Эти породы были сформированы в аквальных морских обстановках и, по справедливому мнению многих авторитетных специалистов, их изучение способно

внести немалый вклад в познание палеогеографии, палеоклимата и реконструкции геологических событий палеогена не только в региональном, но и в глобальном масштабах (Ахметьев, 2011, 2016; Александрова и др., 2012; Смирнов, Константинов, 2017; Oreshkina, 2012 и др.).

Биогенные силициты, среди которых различаются кремнистые «опоковидные» глины, опоки, диатомовые глины, диатомиты и трепелы, слагают люлинворский горизонт, но в виде отдельных пачек встречаются и в талицком (Шацкий, 1978; Унифицированные..., 2001; Смирнов, Константинов, 2017). Их основной объем суммарной максимальной мощностью до 300 м и более приурочен к серовской свите (опоки и «опоковидные» глины, изредка диатомиты) верхнего палеоцена и к ирбитской и нюрольской свитам (диатомовые глины, диатомиты, трепелы, глины) нижнего эо-

цена (табл. 1). Распространены силициты, главным образом, в западной части Западной Сибири, включая Зауралье, и формируют Западно-Сибирскую провинцию опал-кристобалитовых пород (Кремнистые..., 1976; Опалиты..., 1987; Смирнов, Константинов, 2017) (рис. 1). Толща кремнистых пород подстилается существенно глинистым талицким (нижний – средний палеоцен) горизонтом и перекрывается глинистым тавдинским (средний – верхний эоцен).

В Зауралье и на западе Западной Сибири в силицитах изобилуют диатомеи, в существенно меньшей степени встречаются определяемые остатки радиолярий и силикофлагеллят, а также микроспикулы губок. Формы с известковым скелетом (бентосные и планктонные фораминиферы, наннопланктон) присутствуют очень редко. Также обнаружен органикостенный микрофитопланктон (цисты динофлагеллят); диатомеи и диноцисты играют ведущую роль в стратиграфии палеогена Западной Сибири (Ахметьев и др., 2001; Унифицированные..., 2001; Орешкина и др., 2008; Александрова и др., 2012; Орешкина, Радионова, 2013; Яковлева, Александрова, 2013, 2014 и др.).

Известно, что в биогенном кремненакоплении ведущее участие принимали и принимают представители морского/океанского планктона, обладающие опаловым скелетом – микроскопические диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты, эбридеи, цисты хризодит; а также бентосные кремневые губки. Этим организмам кремнезем жизненно необходим, и они играют колоссальную по своему значению роль в круговороте Si в биосфере и литосфере. Кремнебионтные формы усваивают путем сорбции растворенный в морской и пресной воде кремнезем dSi (dissolved silica, $[H_4SiO_4]$)

и формируют из него путем секреции биогенный опал bSi (biogenic silica, $[SiO_2 \times nH_2O]$), используемый на построение скелетных структур. Биогенный опал панцирей и скелетов после отмирания организмов поступает в донный осадок, трансформируется в процессе диагенеза в минералы и породы, переходя тем самым из биосферы в литосферу, и далее испытывает пертурбации, свойственные литосфере (гипергенез, метасоматоз, движение плит и др.). По некоторым оценкам, современное производство биогенного кремнезема bSi в Мировом океане достигает значений $200\text{--}280 \times 10^{12} \text{ mol Si yr}^{-1}$ (молярных масс кремния в течение года), правда, почти половина этой массы вновь растворяется (ресайклинг, *recycling*) в верхнем фотическом слое водного столба до глубины 100 м (Nelson et al., 1995).

В течение кайнозойской истории Земли самая большая и существенная роль в процессах биогенной аккумуляции кремнезема принадлежала и принадлежит диатомеям – гетероконтным микроводорослям с опаловым панцирем-фрустулой (Yool, Tyrrell, 2003; Barron et al., 2015; Renaudie, 2016). Палеогеновая провинция опал-кристобалитовых пород в Западной Сибири была образована преимущественно в результате жизнедеятельности диатомей (Опалиты..., 1987; Александрова и др., 2012; Орешкина, Радионова, 2013; Смирнов, Константинов, 2017). Кроме того, в Мировом океане в среднем–позднем эоцене, миоцене и плейстоцене формировались значительные по объемам радиоляриевые илы (Moore et al., 2008).

Высказывались различные точки зрения по поводу факторов, благоприятствующих процессам интенсивного биогенного кремненакопления в палеогене. Весьма популярной является гипотеза

Таблица 1
Биозональные шкалы верхнего палеоцена и нижнего эоцена Западной Сибири по диатомеям и радиоляриям (вне масштаба)

Отдел	Ярус	Свита	Событие (Oreshkina, 2012)	Диатомеи (Беньямовский, 2007, 2008; Орешкина и др., 2008; Александрова и др., 2012; Орешкина, Радионова, 2013)	Радиолярии (Козлова, 1999; Беньямовский, 2007, 2008; Амон, Холлис, 2008)
Эоцен	Ипрский	Ирбитская		<i>Ruxilla oligocaenica</i> var. <i>tenuis</i> (низы)	<i>Buryella clinata</i> – <i>B. longa</i>
			EECO	<i>Ruxilla gracilis</i> – <i>Coscinodiscus decrescenoides</i>	<i>Heliodiscus inca</i>
				<i>Coscinodiscus payeri</i>	<i>Podocyrctis aphorma</i>
					<i>Petalospyris fiscella</i>
Палеоцен	Танетский		PETM	<i>Coscinodiscus uralensis</i> – <i>Hemiaulus proteus</i>	<i>Petalospyris foveolata</i>
		Серовская		<i>Trinacria ventriculosa</i>	<i>Spongotrochus delenitor</i> – <i>Tripodiscinus sengilensis</i>



Рис. 1. Палеогеографическая схема Западносибирского морского бассейна в раннем эоцене, по (Шацкий, 1978) с изменениями и добавлением материалов, по (Беньямовский, 2003, 2007, 2008; Смирнов, Константинов, 2017): 1 – береговая линия; 2 – зона биогенного кремнеоса; 3 – Ивдель-Ульяновский пролив; 4 – направления господствующих течений; 5 – направления сноса. Названия проливов даны по В.Н. Беньямовскому (2003, 2007, 2008)

о ведущей роли апвеллинга (Сеньковский, 1977; Kitchell, Clark, 1982), в том числе и для Западной Сибири (Александрова и др., 2012; Смирнов, Константинов, 2017 и др.). Процессы кремневой аккумуляции в палеоцене и эоцене Западной Сибири, их стадийность и некоторые факторы рассмотрены в работе (Смирнов, Константинов, 2017).

В целом формированию уникальной по многим параметрам палеогеновой Западно-Сибирской провинции опал-кристобалитовых пород способствовала большая группа факторов, действие которых было прямым либо опосредованным. В настоящем сообщении на основе литературных и собственных данных рассмотрены и оценены факторы, условия и причины биогенной аккумуляции кремнезема в палеогене Западной Сибири (позд-

ний палеоцен – ранний эоцен). В этом анализе факторы и причины выстроены в иерархическом порядке – от наиболее масштабных космических и глобальных к менее значительным региональным и локальным.

Заметим также, что если представители западносибирской палеогеновой планктонной микрофлоры – диатомовые водоросли и динофлагелляты – изучены достаточно полно и хорошо освещены в палеонтолого-стратиграфической литературе (Унифицированные..., 2001; Орешкина и др., 2008; Ахметьев, 2011; Александрова и др., 2012; Орешкина, Радионова, 2013; Яковлева Александрова, 2013, 2014 и др.), то радиолярии исследованы хуже и менее известны (Козлова, 1999). Исходя из этого, в настоящем сообщении приведена краткая характеристика ассоциаций радиолярий, существовавших в раннем палеогене в Западносибирском морском внутреннем бассейне и внесших свой вклад в биогенное кремнеосакопление.

Космические и глобальные факторы

Высказывалась гипотеза, что основной причиной активизации аккумуляции Si в области Западной Сибири в мезозое (поздняя юра – ранний мел и поздний мел) и кайнозое (палеоген) явилось регулярное, с интервалом 30 ± 3 Ма, «пересечение (или касание) Солнечной системой галактической плоскости со сгущением материи» (Кудаманов, 2016, с. 156). Подобные взгляды созвучны так называемой «галактоцентрической парадигме в геологии и астрономии» (Баренбаум, 2010 и др.), однако необходимо подчеркнуть, что справедливость постулатов и утверждений «галактоцентрической» и сходных «парадигм» обоснованно поставлена под сомнение и не раз подвергалась резко отрицательной аргументированной критике (Склярков, 2004 и др.).

Вместе с тем большое значение мог иметь космический фактор автоколебаний в палеогене позиции планеты в орбитальной системе Земля – Солнце, оказывавший влияние на климат и темпы седиментации (Zachos et al., 2001; Abbott et al., 2016), т.е. колебания эксцентриситета орбиты Земли вокруг Солнца с доминирующими периодами ~100 тыс. лет и ~400 тыс. лет, наклона земной оси с периодом ~40 тыс. лет (Westerhold et al., 2008, 2012; Keery et al., 2017). Показано, например, прямое влияние прецессионного цикла на региональный климат, повышение поверхностной температуры моря в высоких широтах, двукратное усиление апвеллинга в тропических районах, изменения в поверхностном балансе влаги (осадки – испарение) (Sloan, Huber, 2001).

Значимыми планетарными причинами и факторами служили общая топография планеты, тектоника плит, магматизм, ширина и глубина океан-

ских бассейнов, наличие океанических хребтов и плато, позиция континентов, открытие/закрытие морских путей (Baatsen et al., 2016), соотношение площадей океан/суша, шельф/глубокий океан (Сао et al., 2017). Кроме них, важны форма и взаимное расположение морей, океанов и континентальных блоков (Golonka, 2009), палеогеография и орография континентов, рельеф, снижение высоты горных хребтов, внутренние озера, положение береговых линий (Sagoo et al., 2013). В Северном полушарии шельфовые и внутриконтинентальные моря в палеогене занимали обширные площади, находились под влиянием движения литосферных плит и эволюции океанов – Атлантического, Арктического, Тетического, а также Пацифики (Харин, Лукашина, 2009).

В танете – раннем эоцене в океанских бассейнах Северного полушария отсутствовал ледовый щит, произошло общее повышение температуры вод и уровня моря (Hansen et al., 2013; John et al., 2013). Существовала глобальная система океанских циркуляций поверхностных и глубинных вод в Пацифике (Moore et al., 2002, 2004; Thomas et al., 2008), в Северной Атлантике и в Арктике (Kitchell, Clark, 1982). В Арктическом океане в палеоэоцене – начале эоцена стал формироваться глубоководный Евразийский бассейн (Лобковский и др., 2011; Никишин и др., 2017), отделенный от северного побережья Западной Сибири сотнями километров шельфа Карского моря.

Свое немаловажное влияние оказывали тектонические и палеогеографические особенности Северной Атлантики (вулканизм в Гренландии и излияние базальтовых потоков из срединно-океанического хребта – Storey et al., 2007) и Арктического океана с его зоной апвеллинга (Kitchell, Clark, 1982), обилием мелководных шельфовых участков и колебаниями солености (Gleason et al., 2009). Огромное значение имела морская коммуникация, субмеридионально пересекавшая Евразию и связывавшая Арктический океан с океаном Тетис через Западносибирское море-пролив (West-Siberian seaway) и обеспечивавшая свободный обмен водных масс (Radionova, Khokhlova, 2000; Radionova et al., 2003; Беньямовский, 2007, 2008, 2013; Ахметьев, 2011, 2016; Akhmetiev et al., 2012) (рис. 1, 2).

Субмеридиональные моря-проливы Северного полушария – Лабрадорское, Норвежско-Гренландское, Североморское, прото-Берингов пролив, Западносибирское – «работали» в течение и позднее эпизода РЕТМ (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, ~56 Ma) в периоды ЕЕСО (Early Eocene Climatic Optimum, ~53–51 Ma) и МЕСО (Middle Eocene Climatic Optimum, ~40 Ma) (D’haenens et al., 2014). Полагают, что Западносибирский морской путь наряду с Норвежско-Гренландским формировал палеогеографические особенности раннепа-

леогенового Арктического бассейна (Roberts et al., 2009 и др.).

Допускалось также кратковременное существование сухопутного моста через Арктику, состоящего из вулканических островов, что благоприятствовало миграциям насекомых, птиц, черепах и наземных растений (споры, плоды, листья, плавник) между Северной Америкой и Европой (Schultz et al., 2015) и что могло иметь значение для периодического и эпизодического снижения уровня солености (слабое опреснение) в Арктике (Roberts et al., 2009).

Западносибирский эпиконтинентальный бассейн был включен общую систему обмена водных масс с главными водными резервуарами – Атлантическим и Тихим океанами. Небезынтересно, что в интервале перехода от позднего палеоэоцена к раннему эоцену (~59–53 Ma) событие потепления зафиксировано биполярно в Южном полушарии (Bijl et al., 2009; Hollis et al., 2012) и в Северном (Frieling et al., 2014). При этом если между Южной и Северной Пацификой осуществлялись свободная циркуляция вод и обмен представителями флоры и фауны, то между Южной Атлантикой (Южным океаном) и Северной они было затруднены (Abbott et al., 2016). Высказана гипотеза, что это препятствие связано с существованием в период РЕТМ в экваториальной Атлантике области с чрезмерно высокими температурами воды (>36° C), превышающими физиологические температурные границы для многих организмов и являющимся термическим стрессом для планктона (Frieling et al., 2017). По этой причине типичный для РЕТМ маркер тропиков род динофлагеллят *Apectodinium* достигал максимума своего обилия (95%) не на экваторе, а в северной приэкваториальной зоне и далее к северу от нее (Frieling et al., 2018).

Весьма значимый глобальный фактор климата, который на рубеже палеоэоцена/эоцена и в раннем–среднем эоцене был теплым и жарким (эпоха “greenhouse”), был охарактеризован глобальными событиями: 1) палеоэоцен-эоценовым термальным максимумом (РЕТМ); 2) раннеэоценовым климатическим оптимумом (ЕЕСО); 3) среднеэоценовым климатическим оптимумом (МЕСО). Климатические эпохи ЕЕСО и МЕСО разделялись относительным похолоданием в терминальном раннем эоцене, и завершение эоцена и переход к олигоцену характеризовались похолоданием (Zachos et al., 2001, 2008).

Событие РЕТМ, активно изучаемое с 1991 г., может быть кратко охарактеризовано следующим образом. Палеоэоцен-эоценовый термический максимум, осуществившийся ~55,5 или ~56 Ma, был эпизодом общего тренда глобального длительного потепления, охватившего поздний палеоэоцен и ранний эоцен. РЕТМ отмечен глобальным по-

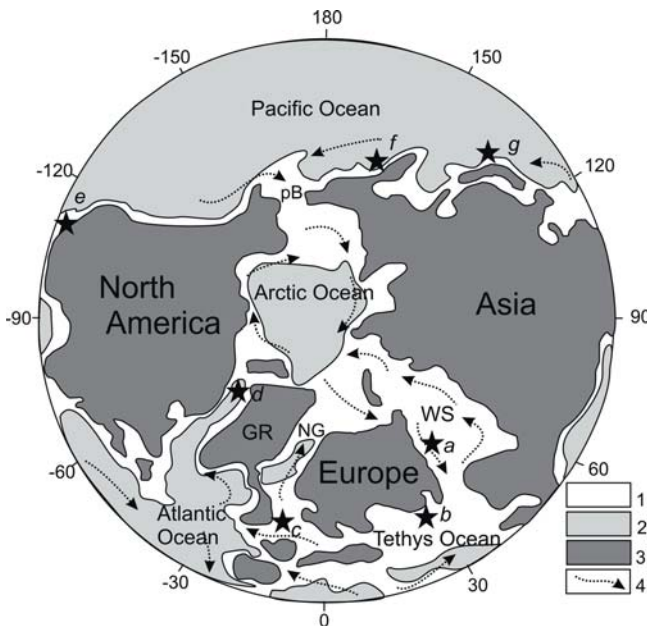


Рис. 2. Схематическая реконструкция палеогеографической ситуации в Северном полушарии в начале эоцена, по (Radionova, Khokhlova, 2000; Radionova et al., 2003; Gleason et al., 2009), с изменениями. Показаны связи Арктического океана с Тетическим через бассейн Западной Сибири и Тургайский пролив; с Северной Атлантикой через Норвежско-Гренландский бассейн и Лабрадорское море; с Пацификой через прото-Берингов пролив. GR – Гренландия; NG – Норвежского-Гренландский бассейн; WS – Западная Сибирь; pB – прото-Берингов пролив. 1 – мелководные шельфовые области; 2 – глубоководные зоны океанов; 3 – суша; 4 – возможные пути обмена водных масс. Звездочками и литерами отмечены некоторые регионы массового распространения хорошо изученных радиоларий позднего палеоцена – раннего эоцена: в Западной Сибири (a), на востоке Русской платформы (b), в Атлантике (c), северо-западной Атлантике (d), западе США (e), Камчатке (f), Японии (g)

вышением среднегодовых температур на 5–8°C, быстрыми колебаниями уровня моря, усиленным гидрологическим циклом и крупным биотическим откликом на суше и в океанах (Schulte, 2009). Кроме того, PETM ассоциируется с заметным отрицательным экскурсом изотопного состава углерода на 2–3‰ $\delta^{13}\text{C}$ (carbon isotope excursion, CIE). В свою очередь, CIE может быть связан с массовой (>1500 гига тонн) инъекцией изотопно легкого CO_2 и/или CH_4 в углеродный пул океан – атмосфера. Пристальное внимание исследователей к событию PETM объясняется аналогией этого явления современному глобальному потеплению (Schulte, 2009). Концентрация CO_2 в атмосфере над Арктическим океаном на рубеже палеоцена и эоцена (~56–55,5 Ma) и в раннем эоцене (~55–45 Ma) могла достигать значений 2240 ppm (Shellito et al., 2009), тогда как современная (июль 2018 г.) составляет 408,53 ppm (<http://theworldonly.org/co2-concentration-last-week/>).

Согласно некоторым оценкам, в период PETM в Арктике среднегодовая температура поверхности моря (SST, sea surface temperature) в районе хребта Ломоносова составляла ~18–23° C; такие теплые условия подразумевают отсутствие льда и высокий уровень моря (Expedition 302..., 2005; Sluijs et al., 2006; Gleason et al., 2009). Палеотермометрия TEX_{86} с учетом данных по динофлагеллятам семейства Wetzelielloideae, которые включают PETM-маркер род *Apectodinium*, показывает возрастание температур в поверхностных водах Западносибирского эпиконтинентального моря до ~27° C, с минимальным значением ~20° C (Frieling et al., 2014). Сезонный морской лед в Арктике гипотетически мог формироваться только лишь на переходе от раннего к среднему эоцену (~47,5 Ma), но его влияние было столь незначительным, что он был назван «эфмерным» (Darby, 2014).

Считается, что именно выброс в океан и атмосферу тысяч гига тонн парниковых газов CO_2 , CH_4 , и N_2O обусловил теплый климат раннего кайнозоя (Anagnostou et al., 2016; Frieling et al., 2016). Природа такого внезапного выброса газов во время PETM окончательно не выяснена, но во многих исследованиях масштабная инъекция углерода связывается с вулканической активностью в Североатлантической магматической провинции (North Atlantic Igneous Province, NAIP), причем подчеркивалось, что вулканизм играл важную триггерную роль в иницировании каскада экологических преобразований во время PETM (MacLennan, Jones, 2006; Winguth, 2011; Dickson et al., 2015). Предполагалось, что причиной выброса углерода являлись: (a) крупномасштабная диссоциация океанических метангидратов и (б) накопление богатых органическими веществами отложений в Северо-Западной Атлантике (Schulte, 2009).

Парниковому эффекту во время PETM содействовало также формирование и накопление стратосферных облаков, связанное с переизбытком и окислением метана в тропосфере (Sloan, Pollard, 1998), что оказывало влияние на облачный покров в нижних тропосферных слоях атмосферы (Kiehl, Shields, 2013).

Характерной особенностью континентов Земли в позднем мелу – раннем палеогене являлся распространенный в платформенных областях планеты преимущественно равнинный характер суши с доминированием низменных и возвышенных равнин (ларамийская фаза тектогенеза) (Ронов и др., 1989). Отсутствовали горные массивы, выравнивание рельефа достигало значительной степени и сопровождалось появлением пенепленов с площадными гумидными или аридными корами выветривания (Цеховский, Ахметьев, 2003; Цеховский, 2015a, б).

В литературе известна точка зрения, указывающая на важную роль суши, поставившей большие объемы подвижного кремнезема в области континентального или морского осадконакопления в эпохи пенеппенизации рельефа и формирования кор выветривания в позднем мелу – раннем палеогене (Холодов, 1987; Цеховский, 1987, 2015а, б; Гаврилов, Щербинина, 2004). Ю.Г. Цеховский (1987, 2015а, б), рассмотревший сопряженность седиментогенеза и геодинамики в меловую и палеогеновую эпохи пенеппенизации континентов, пришел к заключению, что в Евразии характерной особенностью нижнекайнозойских морских отложений явилось широкое развитие в них силицитов. Названы три источника кремнезема, участвовавших в их образовании: 1) экзогенный (за счет привноса из кор выветривания или в зонах апвеллингов); 2) глубинный (вулканогенные или гидротермальные источники); 3) вулканогенно-экзогенный (при гальмиролизе вулканических пеплов), при этом роль апвеллинга не рассматривается существенной или значимой (Цеховский, 2015а).

Предполагается, что выбросу значительных объемов метана в период РЕТМ способствовало также то, что на больших выложенных территориях, образовавшихся в эпоху пенеппенизации рельефа, на континентах возникли почвенные покровы, озерно-болотные ландшафты, в которых накапливалось ОВ и многие биофильные элементы. Здесь начали генерироваться огромные массы метана («болотный газ»), который поступал в атмосферу и окислялся с образованием изотопно-легкой углекислоты (Гаврилов, Щербинина, 2004, 2009).

Региональные особенности и факторы

Вдоль восточного склона Урала в Зауралье и в западной и центральной частях Западной Сибири в раннем и среднем палеогене располагалось субмеридионально вытянутое Западносибирское эпиконтинентальное внутреннее море (рис. 1, 2), названное морем-проливом и свободно соединявшееся на севере с Арктическим океаном, на юге – с северной окраиной океана Тетис (Туранское море), на юго-западе – с Восточно-Европейским морем (Ронов и др., 1989; Беньямовский, 2003, 2007, 2008, 2013; Radionova et al., 2003; Ахметьев и др., 2010; Akhmetiev, 2010; Akhmetiev et al., 2012 и др.). Полагают, что в Арктике и в Западной Сибири большинство арктических и западносибирских абиотических и биотических событий были синхронными, однонаправленными и взаимосвязанными (Ахметьев и др., 2010; Akhmetiev, 2010; Ахметьев, 2011; Akhmetiev et al., 2012). Событие РЕТМ в высоких широтах Арктики было связано не только с большим притоком тепла в результате активного базальтового вулканизма (Северная Ирландия, Шотландия, Восточная Гренландия, Фарерские

острова), но и с массовым поступлением тепла из низких широт в высокие через меридиональную систему длительно функционировавших морских проливов, в том числе Западносибирского (Ахметьев и др., 2010; Akhmetiev et al., 2012). Кроме того, поступали большие объемы атмосферного тепла из области океана Тетис с его доставкой в высокие широты континента муссонами (Ахметьев, 2016).

Западносибирский бассейн в течение раннего и среднего палеогена испытывал циклическую смену уровней высокого и низкого стояния вод в трансгрессивно-регрессивной ритмике, связанной с общепланетарными колебаниями уровня моря (Sluijs et al., 2008; Hansen et al., 2013). Установленная в Западной Сибири последовательность комплексов органикостенного фитопланктона и континентальных палиноморф позволила распознать в интервале от дания до начала бартона 13 циклов (Яковлева, Александрова, 2014), соответствующих флуктуациям уровня моря 3-го порядка (Hardenbol et al., 1998). Первая крупная трансгрессия (после длительной регрессии) соответствует раннему танету (~58,5–56,5 Ма), а максимум морской трансгрессии в Западной Сибири приходится на ранний эоцен (~55,8–48,6 Ма) (Яковлева, Александрова, 2014). Были выделены четыре основных этапа развития Западносибирского морского бассейна в палеогене, причем сделан вывод о заметной регрессии перед началом основной фазы РЕТМ, а в самом событии РЕТМ фиксируется момент максимальной трансгрессии, когда в море сносился обильный материал, обогащенный минеральными веществами с прилегающей суши (Ахметьев, 2011; Akhmetiev et al., 2012).

Распространено мнение, что апвеллинг, являющийся основным источником кремнекислоты, и активное вертикальное перемешивание вод было важной причиной-фактором расцвета кремнеклеточных организмов в палеоцене и раннем эоцене (Kitchell, Clark, 1982; Александрова и др., 2010, 2012; Смирнов, Константинов, 2017 и др.). По отношению к Западной Сибири высказывалось соображение, что «западные ветры умеренных широт и полярные восточные ветры способствовали перемещению значительных масс воды, которые *охлаждались* в высоких широтах и, погружаясь на глубины, двигались вдоль континентальных склонов к экватору через Западно-Сибирское море-пролив. Насыщенные кислородом и биогенными элементами, *холодные* воды арктического апвеллинга (течения), равно как и проточность седиментационного бассейна, обуславливали высокий кислородный потенциал морской среды, создавая условия для развития массовых популяций кремнеклеточных организмов. Кроме того, существование *холодноводного* апвеллинга или другой более устойчивой системы глубинных течений объясняет

низкую интенсивность развития карбонатных организмов в данном морском бассейне» (Смирнов, Константинов, 2017, с. 36, выделено нами. — Э.А.).

Не отрицая и не умаляя важную роль ветрового прибрегового апвеллинга (физика ветрового апвеллинга очень сложна — это экмановский перенос и экмановская накачка; горизонтальная неоднородность поля ветра; положительная (отрицательная) завихренность касательного напряжения ветра; дивергенция/конвергенция ветровых течений; сезонная и синоптическая изменчивость поля ветра; плотностная стратификация и морфология шельфа (Жабин, Дмитриева, 2014)) в процессах, влияющих на динамику и биопродуктивность вод прибрежных районов океанов и морей (Жабин, Дмитриева, 2014), заметим, что влияние так называемых «холодных» арктических вод и «холодных глубинных» вод в эпоху “greenhouse” раннего палеогена сильно преувеличено (Huber, Sloan, 2000). Как было указано выше, широтный градиент температур в рассматриваемое время между Арктикой в районе полюса ($\sim 23^\circ \text{C}$) и Западносибирским бассейном в районе Ирбита-Камышлова был незначительным ($\sim 27^\circ \text{C}$). Температуры Арктического океана были названы «субтропическими» (Sluijs et al., 2006), так что об «охлаждении» вод в высоких широтах Арктики говорить затруднительно.

Кроме того, было показано, что в Арктическом бассейне преобладали шельфовые обстановки с переходами от дальнего шельфа к ближнему шельфу и к прибрежным условиям (Gleason et al., 2009). Согласно оценкам по фораминиферам, глубины Западносибирского бассейна в палеоцене—эоцене не превышали ~ 200 м (Беньямовский, 2007, 2008), сходные данные приведены в ряде других источников (Шацкий, 1978 и др.).

Заметим также, что глубокие воды в океанах в период РЕТМ были довольно теплыми, например, в Атлантике в позднем палеоцене на палеоглубине ~ 3400 м температура составляла $\sim 12\text{--}13^\circ \text{C}$, а в экваториальной Пацифике на палеоглубине ~ 2400 м — $\sim 14^\circ \text{C}$ (Tripathi, Elderfield, 2005). Согласно обобщенным данным, приводимым в (Dunkley Jones et al., 2013), в Северной Атлантике температура воды на глубинах 1500—2500 м составляла $12,0\text{--}17,7^\circ \text{C}$, а современная температура на тех же глубинах колеблется в пределах $3,0\text{--}5,0^\circ \text{C}$. Океанские глубокие воды были недонасыщены кислородом (Abbot et al., 2016) и питательными веществами (Wingnut et al., 2012) настолько, что это вызвало вымирание глубоководных бентосных фораминифер в ходе РЕТМ в результате неблагоприятных условий (исчезновение более 50% видов) (Sluijs et al., 2014). Исходя из этого трудно предполагать заметное положительное влияние подъема так называемых «холодных», «насыщенных кислородом и биогенными элементами» глубинных вод на био-

продуктивность кремнескелетной биоты в прибрежных районах. В литературе ставился вопрос о явной недостаточности содержания питательных элементов в глубинных источниках для обеспечения «взрывного» роста биопродуктивности прибреговой биоты и прежде всего диатомей в период РЕТМ, а также на переходе от эоцена к олигоцену (Cernero et al., 2015; Wingnut et al., 2012).

Некоторые авторы усматривали в развитии диатомей, силикофлагеллят и диноцист особенности, связанные с «лавиной биогенной седиментацией в условиях берегового апвеллинга» в краевых фациях бассейнов Среднего Поволжья и Зауралья (Александрова и др., 2010, с. 5), или объясняли образование очагов кремненакопления в окраинных бассейнах локальными прибрежными или приостровными апвеллингами, когда «водные массы, пересекая положительные формы рельефа дна, поднимались к поверхности» (Смирнов, Константинов, 2017, с. 37).

Вместе с тем известна критика модели апвеллинга, например, отрицалось его влияние на формирование силицитов мел-палеогеновой эпохи в Западносибирском море (Казаринов и др., 1969). Как справедливо было подчеркнуто Ю.Г. Цеховским (2015а, 2017), пока еще не выяснена достоверно роль апвеллингов, которым часто отводится определяющее значение в формировании кремневого планктона и накоплении силицитов в платформенных бассейнах раннего кайнозоя. Модель апвеллинга не отвечает на ряд существенных вопросов, например, чем объясняется факт «наличия широких площадей силицитобразования, проявлявшегося не только вдоль побережий морей (где обычно развиты апвеллинги), но нередко и в их центральных частях?» (Цеховский, 2015а, с. 12).

Заметим также, что вследствие особенностей атмосферной циркуляции наиболее ярко выраженные и постоянно существующие апвеллинговые зоны наблюдаются в *восточных* областях современных морей и океанов, например, у берегов Перу, Орегона, Сенегала, юго-западной Африки и др. (Безруков, 2006), тогда как интенсивное кремненакопление в Западносибирском палеобассейне происходило в *западной* части его акватории (рис. 1). Не исключено, что в Зауралье вертикальная циркуляция и подток к поверхности придонных с биофильными элементами вод могли осуществляться благодаря механизму гравитационного вертикального перемешивания за счет плотностной конвекции (осолонение поверхностных вод в результате испарения и выравнивание плотности) (Безруков, 2006).

Важным региональным фактором биогенного кремненакопления, возможно, была циркуляция вод. В частности предполагается, что в Западносибирском палеогеновом бассейне существовала устойчивая система течений, способствовавшая

свободному обмену водных масс, в которой выделялись два главных: течение с доминирующим направлением с севера на юг из Арктики вдоль восточного склона Урала и далее к югу и противотечение, направлявшееся с юга из Тургайского пролива и проходившее восточнее (рис. 1) (Беньямовский, 2003, 2007, 2008, 2013; Ахметьев, 2011; Смирнов, Константинов, 2017). Небезынтересно, что влияние течения, направлявшегося из Западносибирского бассейна на юг через Тургайский пролив, ощущалось далеко к югу от Западной Сибири на плато Актолагай в Прикаспии (King et al. 2013; Барабошкин и др., 2015).

Уральская суша, вдоль которой простирался неглубокий шельф с палеобиофациями биогенной аккумуляции Si, имела достаточно сложную географию, где выделялась серия проливов. Среди последних В.Н. Беньямовским (2003, 2007, 2008, 2013) предложено различать Новоземельские и Карские ворота, Северо-Сосьвинские проходы, Хатангский и Ивдель-Ульяновский проливы, Орские и Тургайские ворота, Мугуджарские проходы и др. Проливы обеспечивали свободное сообщение Западносибирского бассейна с Арктическим океаном, Северной Атлантикой и северной частью океана Тетис (Перитетис). С Арктикой связь осуществлялась через Новоземельский, Карский и Хатангский проливы; с Восточно-Европейским морем (Ульяновский залив) – через Ивдель-Ульяновский и Орский; с Туранским морем (Челкарский залив) – через Тургайский пролив. В свою очередь, через Восточно-Европейское и Днепровско-Донецкое моря, Припятский и Польский проливы существовал свободный проход в Северную Атлантику и через Южно-Русское море – в Средиземноморскую и Крымско-Кавказскую области (Беньямовский, 2003, 2007, 2008, 2013).

Обращает на себя внимание значительное сходство литологии и минералогии зауральских и западносибирских палеогеновых биогенных силицитов с аналогичными породами, широко развитыми к западу от Урала в Среднем и Нижнем Поволжье (Ахлестина, Иванов, 1998, 2000; Зорина и др., 2018) и на Воронежской антеклизе (Афанасьева и др., 2006; Цеховский, 2017а, б; Зорина и др., 2018). Кремнистые породы палеогена в Поволжье разнообразны, занимают большие площади и мощности. Они входят составными частями в разрезы нижнесызранской, камышинской и вешенской свит палеоцена, балыклейских слоев эоцена и в виде отдельных прослоев и линз встречаются почти по всему разрезу палеоцен-эоценовых отложений (Ахлестина, Иванов, 1998, 2000). Напомним, что бассейны в Поволжье и Зауралье были связаны свободным сообщением через Ивдель-Ульяновский и Орский проливы (Беньямовский, 2007).

В Зауралье, Поволжье и на Воронежской антеклизе в палеогеновых силицитах в качестве второстепенных компонентов породы, а также прослоями постоянно встречается вулканогенный пепловый материал, остатки пирокластики – туфы, пеплы и гиалокластиты (Ван, 1974, 1977; Ахлестина, Иванов, 1998, 2000; Цеховский, 2015а, 2017а, б; Смирнов, Константинов, 2017; Зорина и др., 2018). Бассейны с пеплопадом и интенсивной пепловой седиментацией благоприятствовали развитию радиолярий и диатомей (Хворова, 1968), поскольку гальмиролиз (подводное выветривание) вулканических пеплов являлся важным источником растворенного dSi (Цеховский, 2017а, б). Кроме того, указывалось, что пирокластика приносила в осадочные бассейны большое количество редких элементов, сорбированных на поверхности пепловых частиц, а это стимулировало развитие планктонных и бентосных организмов, в том числе и с кремневым скелетом (Ван, 1977; Цеховский, 2017а, б). Помимо того что пепловая пирокластика являлась источником dSi для кремнебионтной микрофлоры и микрофауны, обогащение осадков эоловым пепловым материалом, возможно, могло служить указанием на воздушный его транспорт с запада из Северной Атлантики с ее активным вулканизмом, и/или из локальных источников на Восточно-Европейской платформе, где доказывалось существование местных очагов вулканизма на Воронежской антеклизе (Цеховский, 2017б). Палеоцен-эоценовыми источниками пирокластического материала для Воронежской антеклизы и Поволжья также могли быть активные эксплозии вулканической дуги Малого Кавказа (Зорина и др., 2018).

Большое значение для обстановок биогенного кремненакопления имели орография и география Уральской суши, обрамлявшей западную часть Западносибирского бассейна и представлявшей собой пенеплезированную невысокую равнину с развитыми площадными корами выветривания и продуктами их перемыва (Цеховский, Ахметьев, 2003; Цеховский, 2015а). Этой территории был свойствен стабильный спокойный тектонический режим (Чирва, Любомирова, 1973; Смирнов, Константинов, 2017) с ослабленными вертикальными блоковыми движениями (Цеховский, Ахметьев, 2003; Цеховский, 2015 а, б, 2017а, б). Возможно, линия побережья была осложнена бухтами, глубоко врезанными в сушу, что маркируется разрезами в долинах рек Пышма (Филатовское, Камышлов), Ирбит, Ница (разрез Ирбит), Увелька (разрез Кичигино) (Амон, 1994; Амон, Ковальчук, 1997). Наиболее глубоко в Уральскую сушу вдавался район г. Верхняя Пышма в Свердловской области (63°14'19" в.д.), западнее которого не были обнаружены выходы опал-кристаллитовых пород (Смирнов, 2015, 2017). Высказано предположение

о наличии островов вблизи суши, существовавших в период накопления осадков серовской свиты и представлявших собой «выступы палеозойских пород», которые «были довольно многочисленны и находились в сравнительно глубоководных частях по всему периметру Западно-Сибирского моря» (Смирнов, Константинов, 2017, с. 38).

Важным фактором, оказывавшим значительное прямое влияние на расцвет кремнескелетной биоты в конце палеоцена и раннем эоцене Зауралья, могли быть эрозия и химическое выветривание пород и вынос с континентов в океан речным стоком растворенного кремнезема dSi и питательных биофильных элементов. Основными областями сноса являлись Уральская, Сибирская, Алтайская и Казахстанская суши, которые были сnivelированы до невысоких денудационных равнин (Шацкий, 1978; Цеховский, 2015, 2017). Выветриванию и сносу способствовали гумидный субтропический климат (Цеховский, Ахметьев, 2003; Цеховский, 2015 а, б, 2017а, б), развитая речная сеть, а также усиление циклов увлажнения/осушения на континентах. Последнее, в свою очередь, было связано с циклами прецессии (Klaus, Riggins, 2006). Повышенное содержание CO₂, сравнительно высокие температуры и обильные осадки (до 1,0–1,2 тыс. мм/год; Волкова, Кузьмина, 2005), частые циклы увлажнения/осушения стимулировали химическое выветривание континентальных магниевых и кальциевых силикатов (Ca, Mg)SiO₃. В период ПЕТМ во многих регионах мира отмечено усиление химического выветривания (Цеховский, 1997, 2015а, б, 2017а, б; Dickson et al., 2015; Carmichael et al., 2017) и флювиальных эффектов выноса реками континентальных осадков в Мировой океан (Foreman et al., 2012).

Геохимическая реакция взаимодействия атмосферного CO₂ с кальций-содержащими силикатными минералами проходила по обобщенной схеме (Berner, 2004, 2006; Royer, 2014; Penman, 2016):



Получившиеся продукты в растворенном виде выносились подземными водами в реки, и далее реками – в моря и океаны. В океане кальций Ca⁺⁺ и угольная кислота HCO₃⁻ осаждались, главным образом, биогенно, как карбонат кальция:



а кремневая кислота – как биогенный кремнезем:

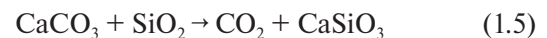


Карбонат кальция и биогенный кремнезем захоранивались в морских осадках и переходили, в конечном счете, в породные ассоциации и в геоло-

гическую летопись. Суммированием реакций (1.1), (1.2) и (1.3) получается общая реакция:



Эта реакция (1.4) является ключевой в длительном углеродном цикле и представляет собой перенос углерода из атмосферы в литосферу посредством выветривания и морской карбонатной седиментации. Попутно заметим, что существует и обратная реакция ввода CO₂ в атмосферу при участии вулканизма, метаморфизма и катагенеза:



Рассматриваемые совместно реакции (1.4) и (1.5), а также аналогично для силиката и карбоната магния, являются субциклами силикатно-карбонатного цикла (Berner, 2004, 2006; Royer, 2014; Penman, 2016).

Высказывалось мнение, что именно химическое выветривание силикатов на континентах привело к удалению избытка CO₂ из атмосферы и, как следствие, к похолоданию в конце эоцена (Torfstein et al., 2010) и в позднем кайнозое вообще (Wallmann, 2001).

Выброс значительных объемов ортокремниевой кислоты в океан приводил к кислому сдвигу рН морской воды в Северном полушарии (ацидификация поверхностных вод океана, surface ocean acidification), что подавляло сохранение и захоронение биоты с известковым скелетом (наннопланктон, планктонные фораминиферы) (Penman et al., 2014). Неудивительно поэтому отсутствие остатков организмов с известковыми скелетными структурами (раковинами) в биогенных силикатах Западно-Сибирской провинции опал-кристобалитовых пород.

Согласно некоторым оценкам, в планетарном масштабе поступление с суши растворенного dSi в океан с речным стоком составляет ~5,6 терамолей (Тм) Si в год (в пересчете в систему СИ 157 × 10¹² г), что существенно превышает валовые значения эолового источника (вулканический пепел) ~0,5 Тм (=14 × 10¹² г); гидротермального глубинного источника ~0,6 Тм (=17 × 10¹² г); а также вертикального перемешивания глубинных и поверхностных вод, включая сюда обусловленный ветром апвеллинг, ~3,0 Тм (=84 × 10¹² г) (Racki, Cordey, 2000; Yool, Tyrrell, 2003; Penman, 2016) (рис. 3). Не следует забывать, что совместно с растворенным dSi с суши выносятся значительные объемы питательных веществ, необходимых для нормальной жизнедеятельности кремнескелетных организмов (органическое вещество, нитраты, фосфаты, карбонаты, соли железа, магния и др.) (Racki, Cordey, 2000; Yool, Tyrrell, 2003; Penman, 2016).

Повторим, что Западносибирский бассейн был окружен массивами суши Евразийского суперконтинента: с запада – Уральской суши, с юга и юго-востока – Северным Казахстаном и Алтаем, с востока – Сибирским плоскогорьем. Эти пене-пленизированные массивы суши располагались в зоне гумидного климата и были представлены возвышенными или низменными равнинами с покровами площадных кор выветривания в областях денудации (Ронов и др., 1989; Цеховский, 2015а, б, 2017а, б). Считается, что Уральская страна, представлявшая собой рассеченную невысокую слабохолмистую равнину, как источник сноса проявляла себя слабее, чем Сибирское плоскогорье, Алтай и Казахстан, обеспечивавшие основной объем поступления терригенного материала (Чирва, Любомирова, 1973; Смирнов, Константинов, 2017). В Казахстане, на Алтае в жарких гумидных ландшафтах накапливались кремнисто-каолиновые красноцветно-пестроцветные толщи продуктов перемыва коры выветривания (Цеховский, 2015а, б, 2017а, б), они, вероятно, и были основным источником и поставщиком dSi, выносимым реками в Западносибирский бассейн.

Несложные подсчеты показывают, что в Западной Сибири в период позднего танета – ипра было аккумуляровано биогенным кремнеосаждением *не менее* 15,85 Гт (гигатонн, Gt) поступившего в бассейн кремнезема SiO₂. Как отмечено выше, общие запасы опал-кристаллитовых пород палеогена оценены в 20 млрд т (Опалиты..., 1987), что соответствует 20 Гт. Среднее содержание SiO₂общ в кремнистых породах составляет 79,27%, а именно среднее содержание в % на высушенное при 110° С вещество составляет: опоки – 82,59%; опоки глинистые, алевритистые – 73,85%; опоки песчаные – 84,20%; опоки окремненные – 87,68%, трепелы диатомовые – 77,15%; диатомиты – 76,99%; диатомиты глинистые – 72,46% (Опалиты..., 1987, с. 18). Исходя из этого процентного соотношения, общая масса западносибирского кремнезема SiO₂ составляет 15,85 Гт.

Эта величина отражает лишь некую часть от массы поступившего в осадок и захороненного кремнезема, прошедшего затем стадии литогенеза и катагенеза, а в реальности вброс dSi в бассейн седиментации был существенно больше. Заметим для сравнения, что регион экваториальной Пацифики в эоцене (завершающая половина ипра – лютет, бартон) являлся одним из важнейших мировых центров биогенной аккумуляции кремнезема, причем скорости последней варьировали в зависимости от точки наблюдений и стратиграфической позиции изучаемой пробы (Moore et al., 2008). В интервале времени 55–35 Ма числовой показатель скорости накопления опала (Opal MAR, Opal Mass Accumulation Rate) колебался в пределах

0,08–0,40 г/см²/тыс. лет, со средним фоновым значением, равным 0,12 г/см²/тыс. лет (Moore et al., 2008). Применим этот осредненный показатель – 0,12 грамма кремнезема на квадратный сантиметр поверхности дна в тысячу лет – для подсчета накопления теоретически возможных объемов биогенного кремнезема в Западной Сибири. Как было сказано выше, палеогеновая кремнистая формация распространена в Западной Сибири на площади около 1,5 млн км² (Нестеров, Генералов, 1984; Опалиты..., 1987). С учетом фонового показателя Opal MAR и площади седиментации накопление могло составить 1,8 Гт SiO₂ за 1000 лет. Если взять самый краткий отрезок истории существования в Западной Сибири кремнистых палеобиофацций – событие PETM, то при его длительности ~170 ka (Frieling et al., 2016) на указанной площади аккумуляция SiO₂ могла составить 306 Гт. Это количество намного превышает массу SiO₂, которая реально сохранилась в породах кремнистой формации палеогена Западной Сибири. Объяснение причины этого явления пока еще не найдено, и может быть выдвинуто множество гипотез, например, о том, что ресайклинг опала в бассейне Западной Сибири мог достигать 95%. Поясним, что годовой баланс бюджета bSi сильно зависит от ресайклинга, т.е. от повторного растворения биогенного опала и возврата dSi в водную массу, что может составлять, по разным оценкам, от 50–80 (Oehler et al., 2015) до 97,6% от его начального объема (Penman, 2016, рис. 3).

Ассоциации радиолярий

В вертикальном распространении радиолярий по разрезу палеоцена – нижнего эоцена Западной Сибири выделено несколько интервалов, соответствующих радиоляриевым биостратонам (биостра-

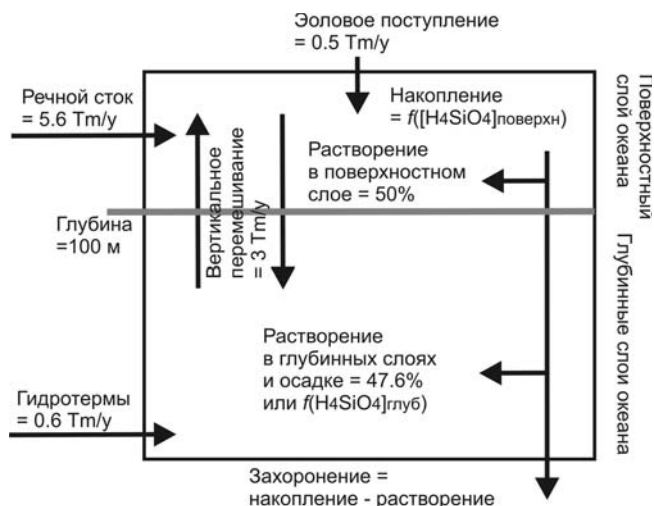


Рис. 3. Архитектура модели глобального биогеохимического цикла кремния (терамолей в год, Tm/y), по (Penman, 2016), с изменениями

тиграфические зоны, слои с характерной фауной, Козлова, 1999; Унифицированные..., 2001; Амон и др., 2007; Амон, Холлис, 2008) (табл. 1, 2). Комплексы радиолярий распространены преимущественно в Зауралье и западной части Западносибирского бассейна в зоне развития кремнистых биофаций.

Анализ динамики видового разнообразия радиолярий в течение палеоцена – раннего эоцена в Западной Сибири показывает, что может быть выделен ряд эпизодов с чередованием минимального (два эпизода) и максимального (два эпизода) разнообразия, выявляемых по процентному соотношению (число видов в зональном комплексе, отнесенное к общему числу видов) (табл. 2). К первому эпизоду большого разнообразия относится комплекс *Petalospyris foveolata*, ко второму – *Heliodiscus lentis* и *Heliodiscus inca*. Соответственно, первый эпизод приходится на пограничный интервал танета – ипра (интервал терминального позднего палеоцена – начального раннего эоцена), а второй – на вторую половину ипра (табл. 1). Эпизодов минимального разнообразия, т.е. со сравнительно небольшим числом видов, также насчитывается два. Первый такой эпизод осуществился в позднем танете (комплекс *Spongotrochus delenitor* – *Tripodiscinus sengilensis*), второй (комплексы *Petalospyris foveolata* и *Podocyrtes aphorma*) приблизительно соответствует интервалу перехода от раннего ипра к позднему.

Колебания числа видов и биоразнообразия радиолярий требуют отдельного рассмотрения, а здесь мы отметим их хорошее совпадение по времени с флуктуациями в событиях PETM и EECO, охарактеризованных по изменениям в развитии диатомей и силикофлагеллят (Oreshkina, 2012; Орешкина, Радионова, 2013). На основании анализа изменений комплексов диатомей и силикофлагеллят в Центральной России, Зауралье и на прилегающих территориях показано, что смена состава и структуры ассоциаций этих микрофоссилий во время события PETM подразделялась на три этапа – Pre-PETM, PETM и Post-PETM со своими характерными особенностями (Oreshkina, 2012; Орешкина, Радионова, 2013). При этом колебания биоразнообразия радиолярий (эпизоды) сопряжены с данными этапами, в частности этап Pre-PETM по диатомеям совпадает с эпизодом низкого разнообразия радиолярий *Spongotrochus delenitor* – *Tripodiscinus sengilensis*, этап PETM – с эпизодом высокого разнообразия *Petalospyris foveolata*. Событие EECO и по диатомеям и по радиоляриям одинаково характеризуется синхронным обогащением на видовом уровне (эпизод комплексов *Heliodiscus lentis* и *Heliodiscus inca*).

Интерес представляет анализ состава комплексов радиолярий с точки зрения выяснения соотношения в них представителей крупных си-

стематических категорий – спумеллярий и населлярий. Коэффициент $R_{S/N}$, т.е. отношение числа видов спумеллярий (*S*, *Spumellaria*) к числу видов населлярий (*N*, *Nassellaria*), был предложен С.Б. Кругликовой (2013) в качестве показателя изменений окружающей среды. Согласно Кругликовой, значение показателя $R_{S/N}$ существенно меньше единицы характеризует обитание в холодноводных условиях, а значение $R_{S/N}$ немного меньше единицы, или примерно равное единице, или с небольшим ее превышением означает обитание в открытых пелагических обстановках тропического пояса. Такие условия теплой пелагиали в соответствии с конкретными значениями коэффициента $R_{S/N}$ (табл. 2) можно предположить для пяти радиоляриевых ассоциаций в интервале от комплекса *Spongotrochus delenitor* – *Tripodiscinus sengilensis* до комплекса *Heliodiscus lentis*. Существенное же превышение $R_{S/N}$ единицы, которое началось в конце ипра с комплекса *Heliodiscus inca* и достигло максимума в комплексе *Buryella clinata* – *B. longa*, означает обитание в условиях, близких к берегу, с заметным влиянием прибрежных течений, что может свидетельствовать об обмелении и приближении регрессии (Кругликова, 2013). Последнее хорошо согласуется с мнением М.А. Ахметьева (2011) и других исследователей о том, что регрессия произошла на рубеже ипра и лютета.

Диатомеи, силикофлагелляты и радиолярии – это группы планктона, которым для жизнедеятельности необходим растворенный кремнезем dSi , однако прогрессирующая в ходе эволюционной истории специализация этих групп, продолжающаяся, по крайней мере, с раннего мела, сделала их сравнительно самостоятельными в потреблении кремния (Racki, Cordey, 2000). Помимо растворенного dSi радиолярии усваивают биогенный опал bSi , используя диатомей в качестве пищи (Anderson, 1983; Lazarus, 2005). Допускается возможность коэволюционного развития радиолярий и диатомей, что выражается, в частности, в синхронном увеличении веса скелетов радиолярий и увеличении числа диатомей в благоприятных условиях или в синхронном уменьшении размеров радиолярий и толщины створок панциря диатомей в условиях ограниченных ресурсов (Lazarus et al., 2009). Не исключено, что коэволюционные эффекты могли быть свойственны радиоляриям и диатомеям палеогена Западной Сибири, косвенные свидетельства чего прослеживаются по колебаниям биоразнообразия ассоциаций диатомей и радиолярий.

Заключение

Уникальная по многим своим параметрам (большая площадь распространения, мощности, выдержанность породного состава, сравнительно небольшая глубина залегания и др.) Западносибир-

Таблица 2

Биоразнообразие зональных комплексов радиолярий

Зональные комплексы радиолярий	Количество таксонов		Коэффициент RS/N
	Валовое	Процентное, %	
<i>Buryella clinata</i> – <i>B. longa</i>	47	46,53	2,13
<i>Heliodiscus inca</i>	67	66,33	1,58
<i>Heliodiscus lentis</i>	56	55,44	1,15
<i>Podocyrtris aphorma</i>	50	49,50	1,17
<i>Petalospyris fiscella</i>	51	50,50	0,89
<i>Petalospyris foveolata</i>	53	52,47	0,96
<i>Spongotrochus delenitor</i> – <i>Tripodiscinus sengilensis</i>	28	27,72	1,15
	Всего 101		Среднее 1,29

Примечание. Показаны валовое и процентное (по отношению к общему числу видов) значения и коэффициент $R_{S/N}$.

ская провинция палеогеновых биогенных силицитов была сформирована в своеобразных условиях и под контролем большой группы факторов глобального и регионального значения, действовавших на протяжении позднего палеоцена – раннего эоцена (поздний танет – ипр). В биогенном кремненакоплении принимали участие представители морского/океанского кремнебионтного планктона, обладающие опаловым скелетом, среди которых самая большая и существенная роль в аккумуляции Si принадлежала диатомеям.

Формированию палеогеновой Западно-Сибирской провинции опал-кристаллитовых пород способствовала большая группа факторов, действие которых было прямым либо опосредованным. К факторам глобального действия следует отнести космический, а также топографию планеты и тектонику плит, вулканизм и магматизм. В Северном полушарии шельфовые и внутриконтинентальные моря в палеогене занимали обширные площади, и развитие этих морских бассейнов определялось движением трех главных литосферных плит – Евразийской, Северо-Американской и Африканской и влиянием Атлантического, Арктического, Тетического океанов, а также Пацифики. Огромное значение имела уникальная морская коммуникация – Западносибирское море-пролив, – субмеридионально пересекавшая Евразию и связывавшая Арктический океан с океаном Тетис и обеспечивавшая свободный обмен водных масс.

Весьма значимым являлся фактор климата, который на рубеже палеоцена/эоцена и в раннем – среднем эоцене был теплым и жарким и был охарактеризован глобальными событиями палеоцен-эоценового термального максимума (РЕТМ, ~56 Ма), раннеэоценового климатического оптимума (ЕЕСО, ~53–51 Ма) и среднеэоценового климатического оптимума (МЕСО, ~40 Ма). Глобальное потепление было обусловлено, скорее всего, выбросом в океан и атмосферу тысяч гигатонн

парниковых газов, таких как CO_2 , CH_4 , и N_2O .

К факторам, имевшим региональное значение, относятся географическое положение и форма Западносибирского бассейна, располагавшегося почти в центре Евразии и свободно соединявшегося на севере с Арктическим океаном, на юге – с северной окраиной океана Тетис (Туранское море) и на юго-западе – с Восточно-Европейским морем.

Западносибирский бассейн в течение ранне-го-среднего палеогена испытывал циклическую смену уровней высокого и низкого стояния вод в трансгрессивно-регрессивной ритмике, связанной с общепланетарными колебаниями уровня моря в раннем палеогене. В бассейне существовала устойчивая система течений и противотечений, способствовавшая свободному обмену водных масс. Кремнебионтным организмам для нормальной жизнедеятельности необходимо наличие в морской/океанской воде растворенного кремнезема в достаточной концентрации. Многие исследователи полагали, что основным поставщиком этого важнейшего минерального компонента являлся прибрежный или океанский апвеллинг. Однако более важное значение для Западносибирского бассейна в палеогене имел фактор континентальной эрозии, химического выветривания пород и выноса речным стоком с суши в море растворенного кремнезема и других питательных биофильных элементов.

Важно подчеркнуть, что названные глобальные и региональные условия и факторы интенсификации биогенного кремненакопления в палеогене Зауралья и Западной Сибири действовали совместно и одновременно. Среди них весьма трудно назвать одну первопричину, сыгравшую роль триггера и ответственную за «запуск» процессов и механизмов подобной седиментации.

Неоднократно отмечалось, что основная роль в процессах биогенного кремненакопления и формирования силицитов в палеогене Зауралья и Западной Сибири принадлежала диатомеям, значение

других кремнебионтных форм – радиолярий и силикофлагеллят – было менее существенным. В настоящее время невозможно оценить прямой вклад радиоляриевой биоты в кремненакопление (масса вещества в тоннах или кубометрах), и допустимы лишь осторожные косвенные оценки.

В познании особенностей и деталей развития радиоляриевой фауны палеогена Западной Сибири остается еще много непроясненного. Необходимо в будущих исследованиях обратить вни-

мание на развитие филетических линий в родах и семействах радиолярий для выявления уровней и точек дивергенции, что позволит определить маркеры эволюционных событий. Более внимательному рассмотрению подлежит анализ палеобиогеографических взаимоотношений региональных фаун с целью выяснения хорологических характеристик, направлений миграционных потоков, палеобио-географического районирования и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Радионова Э.П., Яковлева А.И.* Событие РЕТМ на границе палеоцена – эоцена по данным изучения диатомей и диноцист в разрезах Среднего Зауралья // ПАЛЕОСТРАТ-2010. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтол. о-ва. Москва, 25–26 января 2010 г. Программа и тезисы докладов / Ред. А.С. Алексеев. М.: ПИН РАН, 2010. С. 5.
- Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Радионова Э.П.* Диатомей и диноцисты в интервале палеоцена–раннего эоцена в биокремнистых фациях среднего Зауралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 4. С. 68–94.
- Амон Э.О.* Ассоциации радиолярий из отложений палеогена разреза Кичигино, Южное Зауралье // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя – нижнего кайнозоя Урала / Ред. Б.И. Чувазов, Э.О. Амон. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 152–162.
- Амон Э.О., Ковальчук А.И.* Биостратиграфия отложений ирбитской свиты палеогена Зауралья в стратотипическом районе по данным распространения радиолярий // Ежегодник–1996 Института геологии и геохимии УрО РАН / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 3–7.
- Амон Э.О., Холлис К.Дж.* Некоторые особенности палеобиогеографии радиолярий в средне-высокоширотных палеогеновых морских бассейнах (Западная Сибирь, Новая Зеландия) // Литосфера. 2008. № 2. С. 25–45.
- Амон Э.О., Васильева О.Н., Малышкина Т.П.* Очерк палеогеографии региона Большого Урала и сопредельных территорий в поздне меловое и палеогеновое время // Геология Урала и сопредельных территорий / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 136–160.
- Афанасьева Н.И., Дмитриев Д.А., Жабин А.В., Зорина С.О.* Силицитовые породы Воронежской антеклизы и Среднего Поволжья // Вестн. Воронежск. ун-та. Сер. Геол. 2006. № 2. С. 68–76.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Силициты верхнего мела и палеогена Поволжья. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1998. 76 с.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Атлас кремнистых пород мела и палеогена Поволжья. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2000. 166 с.
- Ахметьев М.А.* Проблемы стратиграфии и палеогеографии палеогена средних широт Центральной Евразии // Геол. и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1367–1387.
- Ахметьев М.А.* Биосферные события палеогена: их причины и следствия // 100-летие Палеонтологического общества России. Проблемы и перспективы палеонтологических исследований. Мат-лы LXII сессии Палеонтол. о-ва при РАН (4–8 апреля 2016 г., Санкт-Петербург) / Ред. В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова, Э.М. Бугрова и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 22–23.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О.* и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 8, № 2. С. 30–57.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И.* и др. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 78–103.
- Барбошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Беньямовский В.Н.* и др. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования эоценовых отложений на плато Актолагай (Западный Казахстан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2015. № 2. С. 68–77.
- Баренбаум А.А.* Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: URSS, 2010. 544 с.
- Безруков Ю.Ф.* Океанология. Часть I. Физические явления и процессы в океане. Симферополь: Таврический нац. ун-т им. В.И. Вернадского, 2006. 159 с.
- Беньямовский В.Н.* Проливы, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена северо-западной Евразии по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 56–77.
- Беньямовский В.Н.* Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии // Проливы Северного по-

лушария в мелу и палеогене / Ред. Е.Ю. Барабошкин. М.: Моск. ун-т, 2007. С. 80–119.

Беньямовский В.Н. Эволюция палеоландшафтов и микробиоты в палеогене на севере Центральной Евразии // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11. Приложение к журналу “Геол. и геофизика”. 2008. Т. 49. С. 307–311.

Беньямовский В.Н. Палеобиогеография бентосных фораминифер в палеоценовых акваториях средних и высоких широт Северной Евразии // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи / Ред. Ю.Б. Гладенков, Н.В. Межеловский. М.: Геокарт, ГЕОС, 2013. С. 145–167.

Ван А.В. Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири / Ред. В.Г. Корель. Всес. минерал. о-во. Западно-Сибирское отд. Тр. Вып. 1. Новосибирск: Западно-Сибирское кн. изд-во, 1974. С. 52–61.

Ван А.В. Вулканизм и нефтеобразование // Геология, минералогия, петрология, литология, полезные ископаемые Сибири / Ред. А.В. Ван. Кемеровское книжное изд-во, 1977. С. 114–116.

Волкова О.С., Кузьмина О.Б. Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен–эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геол. и геофизика. 2005. Т. 46, № 8. С. 844–855.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 565. М.: Наука, 2004. С. 493–531.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Биосферное событие на границе палеоцена – эоцена и его отображение в различных седиментационных системах Земли (океаны, моря, континенты) // Геология морей и океанов: Мат-лы XVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. 1 / Ред. А.П. Лисицын. М.: ГЕОС, 2009. С. 143–147.

Жабин И.А., Дмитриева Е.В. Сезонная и синоптическая изменчивость ветрового апвеллинга у побережья южного Приморья (Японское море) // Вестн. ДВО РАН. 2014. № 5. С. 25–31.

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Хайртдинова Л.Р. Событийная модель образования палеоцен-эоценовой песчано-глинисто-силицитовой толщи Русской плиты // Докл. АН. 2018. Т. 480, № 1. С. 60–63.

Казаринов В.П., Бегатов В.И., Гурова Т.И. и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 455 с.

Козлова Г.Э. Радиолярии палеогена boreальной области России. СПб.: ВНИГРИ, 1999. 323 с.

Кремнистые породы СССР / Ред. У.Г. Дистанов. Казань: Татарское кн. изд-во, 1976. 412 с.

Кругликова С.Б. Радиолярии-Polycystina из донных отложений Мирового океана как биоиндикаторы изменения окружающей среды. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.

Кудаманов А.И. Эпохи кремниевых осадконакопле-

ния в мезо-кайнозое на территории Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. Е.Ю. Барабошкин. Симферополь: Издательский Дом Черноморпресс, 2016. С. 155–157.

Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое–кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика. 2011. № 1. С. 104–115.

Нестеров И.И., Генералов П.П., Подсосова Л.Л. Западно-Сибирская провинция кремнисто-опаловых пород // Сов. геол. 1984. № 3. С. 35–40.

Никишин А.М., Петров Е.И., Малышев Н.А., Ершова В.П. Рифтовые системы шельфа Российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 11–43.

Опалиты Западной Сибири: Сб. науч. тр. / Ред. П.П. Генералов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. 154 с.

Орешкина Т.В., Радионова Э.П. Диатомовые водоросли и силикофлагеллаты как индикаторы глобального биотического кризиса на границе палеоцена – эоцена // Водоросли в эволюции биосферы / Ред. Е.Г. Раевская, С.В. Рожнов. М.: ПИН РАН, 2013. С. 87–89.

Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Александрова Г.Н. Прямая корреляция зональных шкал boreального палеогена по диатомеям и диноцистам (по материалам скв. 19-У, пос. Усть-Манья, восточный склон Северного Урала) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11. Приложение к журналу “Геол. и геофизика”. 2008. Т. 49. С. 347–350.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Г. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: АН СССР, 1989. 79 с.

Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наукова думка, 1977. 128 с.

Скляр Ю.А. О галактическом варианте геохронологической шкалы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 4. С. 118–126.

Смирнов П.В. Перспективы расширения минеральной базы кремнистых пород в приграничной зоне Тюменской и Свердловской областей // Георесурсы. 2015. № 4 (63). С. 81–84.

Смирнов П.В. Конфигурация и границы Зауральской субпровинции опал-кристобалитовых пород // Проблемы геологии и освоения недр. Т. 1. / Ред. Г.М. Иванова. Томск: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2017. С. 182–183.

Смирнов П.В., Константинов А.О. Биогенное кремненакопление в Западно-Сибирском морском бассейне в палеоцене – эоцене: факторы и стадии // Литосфера. 2017. Т. 17, № 4. С. 26–47.

Сырьевая база кремнистых пород СССР и их использование в народном хозяйстве / Ред. В.П. Петров. М.: Недра, 1976. 104 с.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений За-

падно-Сибирской плиты и объяснительная записка к ним / Ред. А.Е. Бабушкин, В.С. Волкова. Новосибирск: СНИИГиМС и ИГНИГ СО РАН, 2001. 83 с.

Харин Г.С., Лукашина Н.П. Морские бассейны Северо-Западной Европы в палеогене // Геология морей и океанов: Мат-лы XVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 316–320.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование / Ред. И.В. Хворова. Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 195. М.: Наука, 1968. С. 9–136.

Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Ред. В.Н. Холодов, В.И. Седлецкий. М.: Наука, 1987. С. 6–43.

Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 190 с.

Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщение 1. Центральная и Восточная Евразия // Литосфера. 2015а. № 1. С. 3–22.

Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса // Литосфера. 2015б. № 2. С. 5–16.

Цеховский Ю.Г. Участие вулканизма и гидротерм в платформенном осадконакоплении пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза в Центральной Евразии. Статья 1. Палеогеография, продукты вулканизма и гидротермальной деятельности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017а. Т. 92, вып. 4. С. 34–48.

Цеховский Ю.Г. Участие вулканизма и гидротерм в платформенном осадконакоплении пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза в Центральной Евразии. Статья 2. Особенности платформенного осадконакопления // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017б. Т. 92, вып. 6. С. 3–13.

Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 1. С. 3–15.

Чирва С.А., Любомирова К.А. Корреляция морского и континентального палеогена на севере Западной Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири / Ред. С.Б. Шацкий. Новосибирск: Наука, 1973. С. 69–77.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия) / Ред. С.Б. Шацкий. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–21.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 1. С. 59–82.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. Восстановление палеоэкологических обстановок люлинворского времени (эоцен) на юге Западно-Сибирского морского бассейна по палинологическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89, вып. 3. С. 33–52.

Abbott A.N., Haley B.A., Tripati A.K., Frank M. Constraints on ocean circulation at the Paleocene–Eocene Thermal Maximum from neodymium isotopes // *Climate of the Past*. 2016. Vol. 12. P. 837–847.

Akhmetiev M.A. Paleocene and Eocene floristic and climatic change in Russia and Northern Kazakhstan // *Bulletin of Geosciences*. 2010. Vol. 85, N 1. P. 77–94.

Akhmetiev M.A., Zaporozhets N.I., Benyamovskiy V.N. et al. The Paleogene history of the Western Siberian seaway – a connection of the Peri-Tethys to the Arctic ocean // *Austrian J. Earth Sci.* 2012. Vol. 105, N 1. P. 50–67.

Anagnostou E., John E.H., Edgar K.M. et al. Changing atmospheric CO₂ concentration was the primary driver of early Cenozoic climate // *Nature*. 2016. Vol. 533. P. 380–385.

Anderson O.R. Radiolaria. New York: Springer-Verlag, 1983. 355 p.

Baatsen M., Hinsbergen D.J.J. van, Heydt A.S von der et al. Reconstructing geographical boundary conditions for palaeoclimate modelling during the Cenozoic // *Climate of the Past*. 2016. Vol. 12. P. 1635–1644.

Barron J.A., Stickley C.E., Bukry D. Paleooceanographic, and paleoclimatic constraints on the global Eocene diatom and silicoflagellate record // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2015. Vol. 422. P. 85–100.

Berner R.A. The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ and O₂. Oxford: Oxford University Press, 2004. 150 p.

Berner R.A. GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂ // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. Vol. 70. P. 5653–5664.

Bijl P.K., Schouten S., Sluijs A. et al. Early Palaeogene temperature evolution of the southwest Pacific Ocean // *Nature*. 2009. Vol. 461. P. 776–779.

Cao W., Zahirovic S., Flament N. et al. Improving global paleogeography since the late Paleozoic using paleobiology // *Biogeosciences*. 2017. Vol. 14. P. 5425–5439.

Carmichael M.J., Inglis G.N., Badger M.P.S. et al. Hydrological and associated biogeochemical consequences of rapid global warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Global and Planetary Change*. 2017. Vol. 157. P. 114–138.

Cermeño P., Falkowski P.G., Romero O.E. et al. Continental erosion and the Cenozoic rise of marine diatoms // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2015. Vol. 112, N 14. P. 4239–4244.

Darby D.A. Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the Middle Eocene // *Nature Geoscience*. 2014. Vol. 7. P. 210–213.

D'haenens S., Bornemann A., Claeys P. et al. A transient deep-sea circulation switch during Eocene Thermal Maximum 2 // *Paleoceanography*. 2014. Vol. 29. P. 370–388.

Dickson A.J., Cohen A.S., Coe A.L. et al. Evidence for weathering and volcanism during the PETM from Arctic Ocean and Peri-Tethys osmium isotope records // *Palaeogeogr., Palaeo-*

climatol., Palaeoecol. 2015. Vol. 438. P. 300–307.

Dunkley Jones T., Lunt D.J., Schmidt D.N. et al. Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Earth Sci. Rev.* 2013. Vol. 125. P. 123–145.

Expedition 302 Scientists, 2005. Arctic Coring Expedition (ACEX): paleoceanographic and tectonic evolution of the central Arctic Ocean // *IODP Prel. Rept.* 2005. Vol. 302. P. 1–46.

Foreman B.Z., Heller P.L., Clementz M.T. Fluvial response to abrupt global warming at the Palaeocene/Eocene boundary // *Nature.* 2012. Vol. 491. P. 92–95.

Frieling J., Iakovleva A.I., Reichart G.-J. et al. Paleocene–Eocene warming and biotic response in the epicontinental West Siberian Sea // *Geology.* 2014. Vol. 42, N 9. P. 767–770.

Frieling J., Gebhardt H., Huber M. et al. Extreme warmth and heat-stressed plankton in the tropics during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Sci. Adv.* 2017. Vol. 3. P. 1–9.

Frieling J., Reichart G.-J., Middelburg J.J. et al. Tropical Atlantic climate and ecosystem regime shifts during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum // *Climate of the Past.* 2018. Vol. 14. P. 39–55.

Frieling J., Svensen H.H., Planke S. et al. Thermogenic methane release as a cause for the long duration of the PETM // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2016. Vol. 113, N 43. P. 12059–12064.

Gleason J.D., Thomas D.J., Moore T.C. et al. Early to middle Eocene history of the Arctic Ocean from Nd-Sr isotopes in fossil fish debris, Lomonosov Ridge // *Paleoceanography.* 2009. Vol. 24. P. 1–18.

Golonka J. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Cenozoic // *Geologia.* 2009. Vol. 35, N 4. P. 507–587.

Hansen J., Sato M., Russell G., Kharecha P. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide // *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* 2013. Vol. 371, A 20120294. P. 1–30. doi.org/10.1098/rsta.2012.0294.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins // *SEPM. Spec. Publ.* 1998. N 60. P. 3–13.

Hollis C.J., Taylor K.W.R., Handley L. et al. Early Paleogene temperature history of the Southwest Pacific Ocean: Reconciling proxies and models // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 349–350. P. 56–66.

Huber M., Sloan C. Climatic response to tropical sea surface temperature changes on “greenhouse” Earth // *Paleoceanography.* 2000. Vol. 15, N 4. P. 443–450.

John E.H., Pearson P.N., Coxall H.K. et al. Warm ocean processes and carbon cycling in the Eocene // *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* 2013. Vol. 371, A 20130099. doi.org/10.1098/rsta.2013.0099.

Keery J.S., Holden P.B., Edwards N.R. Sensitivity of the Eocene climate to CO₂ and orbital variability // *Climate of the Past.* 2017. P. 1–29. doi:10.5194/cp-2017-60.

Kiehl J.T., Shields C.A. Sensitivity of the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum climate to cloud properties // *Phil.*

Trans. Roy. Soc. A. 2013. Vol. 371, A 20130093. doi.org/10.1098/rsta.2013.0093.

Kitchell J.A., Clark D.Z. Late Cretaceous–Paleogene paleogeography and paleocirculation: evidence of north polar upwelling // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1982. Vol. 40, N 1–3. P. 135–165.

King Ch., Iakovleva A.I., Steurbaut E. et al. The Aktulagay section, West Kazakhstan: a key site for Northern Mid-Latitude Early Eocene stratigraphy // *Stratigraphy.* 2013. Vol. 10, N 3. P. 171–209.

Kraus M.J., Riggins S. Transient drying during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM): Analysis of paleosols in the Bighorn basin, Wyoming // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2006. Vol. 245. P. 444–461.

Lazarus D. A brief review of radiolarian research // *Paläontol. Z.* 2005. Vol. 79, N 1. P. 183–200.

Lazarus D.B., Kotrc B., Wulf G., Schmidt D.N. Radiolarians decreased silicification as an evolutionary response to reduced Cenozoic ocean silica availability // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2009. Vol. 106, N 23. P. 9333–9338.

MacLennan J., Jones S.M. Regional uplift, hydrate dissociation and the origins of the Paleocene–Eocene thermal maximum // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 245. P. 65–80.

Moore T.C., Backman J., Raffi I. et al. Paleogene tropical Pacific: Clues to circulation, productivity, and plate motion // *Paleoceanography.* 2004. Vol. 19. P. 1–16.

Moore T.C., Jarrard R.D., Lyle A.O., Lyle M. Eocene biogenic silica accumulation rates at the Pacific equatorial divergence zone // *Paleoceanography.* 2008. Vol. 23. P. 1–13.

Moore T.C., Rea D.K., Lyle M., Liberty L.M. Equatorial ocean circulation in an extremely warm climate // *Paleoceanography.* 2002. Vol. 17, N 1. P. 1–6.

Nelson D.M., Tréguer P., Brzezinski M.A. et al. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation // *Global Biogeochemical Cycles.* 1995. Vol. 9, N 3. P. 359–372.

Oehler T., Schlüter M., Schücker U. Seasonal dynamics of the biogenic silica cycle in surface sediments of the Helgoland Mud Area (southern North Sea) // *Continental Shelf Res.* 2015. Vol. 107. P. 103–114.

Oreshkina T.V. Evidence of Late Paleocene – Early Eocene hyperthermal events in biosiliceous sediments of Western Siberia and adjacent areas // *Austrian J. Earth Sci.* 2012. Vol. 105, N 1. P. 145–153.

Penman D.E. Silicate weathering and North Atlantic silica burial during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum // *Geology.* 2016. Vol. 44, N 9. P. 731–734.

Penman D.E., Hönisch B., Zeebe R.E. et al. Rapid and sustained surface ocean acidification during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Paleoceanography.* 2014. Vol. 29. P. 357–369.

Racki G., Cordey F. Radiolarian palaeoecology and radiolarites: Is the present the key to the past? // *Earth-Sci. Rev.* 2000. Vol. 52. P. 83–120.

Radionova E.P., Beniamovski V.N., Iakovleva A.I. et al. Early Paleogene transgressions: Stratigraphical and sedimentological

evidence from the northern Peri-Tethys // Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2003. Vol. 393. P. 239–261.

Radionova E.P., Khokhlova I.E. Was the North Atlantic connected with the Tethys via the Arctic in the early Eocene? Evidence from siliceous plankton // *GFF.* 2000. Vol. 122. P. 133–134.

Renaudie J. Quantifying the Cenozoic marine diatom deposition history: links to the C and Si cycles // *Biogeosciences.* 2016. Vol. 13. P. 6003–6014.

Roberts C.D., LeGrande A.N., Tripati A.K. Climate sensitivity to Arctic seaway restriction during the early Paleogene // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 286, N 3–4. P. 576–585.

Royer D.L. Atmospheric CO₂ and O₂ during the Phanerozoic: Tools, patterns, and impacts // *Treatise on Geochemistry.* 2nd Edition. Elsevier, 2014. P. 251–267.

Sagoo N., Valdes P., Flecker R., Gregoire L.J. The Early Eocene equable climate problem: can perturbations of climate model parameters identify possible solutions? // *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* 2013. Vol. 371, A 20130123. P. 1–34. doi.org/10.1098/rsta.2013.0123.

Schulte P. Carbon release, transient global warming, and productivity feedback during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and related hyperthermal events // *Berichte Geol. B.-A.* 2009. Vol. 78. P. 36–37.

Schultz B.P., Schoon P., Heilmann-Clausen C. et al. Early Eocene Danish tephra-bearing Lagerstätten offers excellent stratigraphic correlation archive and evidence of pioneer intercontinental biota migration // *STRATI 2015. Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz.* 2015. Bd. 21. P. 343.

Shellito C.J., Lamarque J.-F., Sloan L.C. Early Eocene Arctic climate sensitivity to pCO₂ and basin geography // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. P. 1–5.

Sloan L.C., Huber M. Eocene oceanic responses to orbital forcing on precessional time scales // *Paleoceanography.* 2001. Vol. 16. P. 101–111.

Sloan L.C., Pollard D. Polar stratospheric clouds: A high latitude warming mechanism in an ancient greenhouse world // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25, N 18. P. 3517–3520.

Sluijs A., Brinkhuis H., Crouch E.M. et al. Eustatic variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world // *Paleoceanography.* 2008. Vol. 23. PA4216. P. 1–18.

Sluijs A., Roij L. van, Harrington G.J. et al. Warming, euxinia and sea level rise during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum on the Gulf Coastal Plain: implications for ocean oxygenation and nutrient cycling // *Climate of the Past.* 2014. Vol. 10. P. 1421–1439.

Sluijs A., Schouten S., Pagani M. et al. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene Thermal Maximum // *Nature.* 2006. Vol. 441, N 1. P. 610–613.

Storey M., Duncan R.A., Swisher C.C. III. Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the opening of the Northeast Atlantic // *Science.* 2007. Vol. 316, N 5824. P. 587–589.

Thomas D.J., Lyle M., Moore T.C., Rea D.K. Paleogene deepwater mass composition of the tropical Pacific and implications for thermohaline circulation in a greenhouse world // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9, N 2, Q02002. P. 1–13. doi:10.1029/2007GC001748.

Torfstein A., Winckler G., Tripati A. Productivity feedback did not terminate the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) // *Climate of the Past.* 2010. Vol. 6. P. 265–272.

Tripati A., Elderfield H. Deep-sea temperature and circulation changes at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Science.* 2005. Vol. 308. P. 1894–1898.

Wallmann K. Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂ and climate // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. Vol. 65. P. 3005–3025.

Westerhold T., Röhl U., Laskar J. Time scale controversy: Accurate orbital calibration of the early Paleogene // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. Vol. 13, N 6. P. 1–19. doi:10.1029/2012GC004096.

Westerhold T., Röhl U., Raffi I. et al. Astronomical calibration of the Paleocene time // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2008. Vol. 257. P. 377–403.

Winguth A.M.E. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Feedbacks between climate change and biogeochemical cycles // *Climate change – geophysical foundations and ecological effects* / Ed. J. Lanco. Rijeka: InTech, 2011. P. 43–64.

Winguth A.M.E., Thomas E., Winguth C. Global decline in ocean ventilation, oxygenation, and productivity during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the benthic extinction // *Geology.* 2012. Vol. 40. P. 263–266.

Yool A., Tyrrell T. Role of diatoms in regulating the ocean's silicon cycle // *Global Biogeochemical Cycles.* 2003. Vol. 17, N 4. P. 1–21.

Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // *Nature.* 2008. Vol. 451. P. 279–283.

Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science.* 2001. Vol. 292, N 5517. P. 686–693.

Сведения об авторе: Амон Эдуард Оттович – докт. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. лаб. протистологии ПИН РАН, e-mail: amon@paleo.ru