



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 33. № 2. 2025

Стратиграфия и корреляция опорных разрезов нижнего докембрия южной части Сибирского кратона <i>Ю. Б. Богданов, С. А. Анисимова</i>	3
Редкинская биота и Rb—Sr возраст отложений венда севера Восточно-Европейской платформы <i>Е. Ю. Голубкова, Т. С. Зайцева, В. В. Третьяченко, Е. А. Кушим, А. Б. Кузнецов, Т. Л. Турченко, М. О. Силиванов</i>	18
Источники сноса, цикличность и возраст неопротерозойских отложений Патомского бассейна Сибири <i>П. Ю. Петров</i>	38
Новые данные о позднепалеозойских конгломератах острова Врангеля и их геологическая интерпретация <i>М. И. Тучкова, Т. В. Филимонова, Т. Н. Исакова, В. Э. Загоскина-Белошей, С. Д. Соколов, А. С. Дубенский</i>	59
Палеонтологическая характеристика юрских отложений Саратовского Заволжья по керну скважин и новые данные по биостратиграфии каменноовражной свиты <i>Е. М. Тесакова, М. А. Устинова, Д. Б. Гуляев, М. А. Рогов, Е. В. Щепетова, О. А. Лутиков, А. С. Застрожных</i>	81
Бореальные комплексы радиолярий верхней юры и низов нижнего мела России, их палеобиогеографическое и стратиграфическое значение (обзор данных) <i>Н. Ю. Брагин, Л. Г. Брагина</i>	107

CONTENTS

Vol. 33. No. 2. 2025

Stratigraphy and Correlation of Basal Sections of the Lower Precambrian of the Southern Part of the Siberian Craton <i>Yu. B. Bogdanov and S. A. Anisimova</i>	3
Redkinian Biota and Rb–Sr Age of Vendian Sediments from the North of the East European Platform <i>E. Yu. Golubkova, T. S. Zaitseva, V. V. Tretyachenko, E. A. Kushim, A. B. Kuznetsov, T. L. Turchenko, and M. O. Silivanov</i>	18
Provenance of the Sediments, Cyclicity and Age of Neoproterozoic Deposits of the Patom Basin of Siberia <i>P. Yu. Petrov</i>	38
New Data on the Late Paleozoic Conglomerates of Wrangel Island and Their Geological Interpretation <i>M. I. Tuchkova, T. V. Filimonova, T. N. Isakova, V. E. Zagorskina-Beloshei, S. D. Sokolov, and A. S. Dubenskiy</i>	59
Paleontological Characteristics of Jurassic Sediments of Saratov Trans-Volga Region by Well Core and New Data on the Biostratigraphy of the Kamennyi Ovrage Formation <i>E. M. Tesakova, M. A. Ustinova, D. B. Gulyaev, M. A. Rogov, E. V. Shchepetova, O. A. Lutikov, and A. S. Zastrozhnov</i>	81
Boreal Radiolarian Assemblages of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Russia and Their Paleobiogeographic and Stratigraphic Importance (Data Overview) <i>N. Y. Bragin and L. G. Bragina</i>	107

УДК 551.71/.72.02 (571.5-13)

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2025 г. Ю. Б. Богданов¹, С. А. Анисимова¹, *

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: svetanisimova2008@rambler.ru

Поступила в редакцию 28.04.2024 г.

После доработки 07.06.2024 г.

Принята к публикации 13.06.2024 г.

Для южной части Сибирского кратона дана геологическая и геохронологическая характеристика опорных разрезов шести страторегионов нижнего докембрия. Впервые проведена их корреляция, послужившая основой для уточненной региональной стратиграфической схемы региона. В результате в региональной стратиграфической схеме, как и в схеме, принятой Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1991 г., по составу и возрасту обособлены три крупнейших региональных подразделения, которым придан ранг надгорizontов (снизу вверх) — сахаборий, удоканский и улканский. Впервые предложено выделение в удоканском надгорizontе двух региональных горизонтов с рабочими названиями “кодари-чинейский” (нижний) и “кеменский” (верхний). Региональные подразделения разделены несогласиями и перерывами. Можно полагать, что возраст нижней границы кеменского горизонта близок к 2.05 млрд лет, а удоканского и улканского надгорizontов — 1.9 млрд лет. Возможно, эти надгорizontы разделены длительным стратиграфическим перерывом. Стратиграфические границы сахабория и нижняя граница удоканского надгорizontа не установлены. Региональные подразделения по данным изотопного возраста сопоставлены с Общей стратиграфической шкалой нижнего докембрия России. Сахаборий, несомненно, относится к верхнеархейской (лопийской) эоноте, удоканский и улканский надгорizontы — к нижнепротерозойской (карельской) эоноте. К неразделенным нижне- и верхнекарельским эратемам принадлежат породы кодари-чинейского горизонта. Образования кеменского горизонта и улканского надгорizontа относятся к верхнекарельской эратеме.

Ключевые слова: архей, нижний протерозой, региональные надгорizontы, сахаборий, удоканий, улканий, региональная стратиграфическая схема

DOI: 10.31857/S0869592X25020011, **EDN:** UIDVAM

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфия нижнего докембрия Сибири опирается на геологические материалы по южной части Сибирского кратона, ограниченного с севера осадочным чехлом, с юга — границей кратона (Rosen, 2002). С востока на запад она протягивается от 101° до 138° в.д. (рис. 1).

Центральное положение в ней занимает Алданский щит, для которого была принята Стратиграфическая схема нижнего докембрия Восточного Забайкалья и юга Дальнего Востока, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) (Постановление..., 1992). В ней впервые на основе историко-геологического анализа были выделены региональные стратиграфические подразделения (табл. 1) — алданий, становий, сахаборий (для архея), удоканий и улканий (для нижнего протерозоя). После 2000 г. началось составление легенд и комплектов Госгеолкарт России масштаба

1 : 1000000 третьего поколения (ГГК-1000/3) для самостоятельных серий листов. Были составлены легенды и изданы комплекты ГГК-1000/3 Ангари-Енисейской (листы N-47, N-48), Алдано-Забайкальской (листы N-49, O-49, O-50, O-51, O-52) и Дальневосточной (листы O-53, O-54) серий листов (рис. 1). Легенды этих серий были приняты научно-редакционным советом Роснедра при ВСЕГЕИ (НПС МПР РФ), однако их стратиграфические схемы не проходили утверждения в МСК, хотя в них используются ранее утвержденные им региональные подразделения. В Ангари-Енисейской серии листов для нижнего докембрия региональные подразделения отсутствуют, и она не приведена в табл. 1.

Региональные подразделения алданий и становий отличаются высокой степенью метаморфизма пород (гранулитовая и амфиболитовая фации). Их породы лишены реликтов первичных (дометаморфических) текстур и структур, не имеют

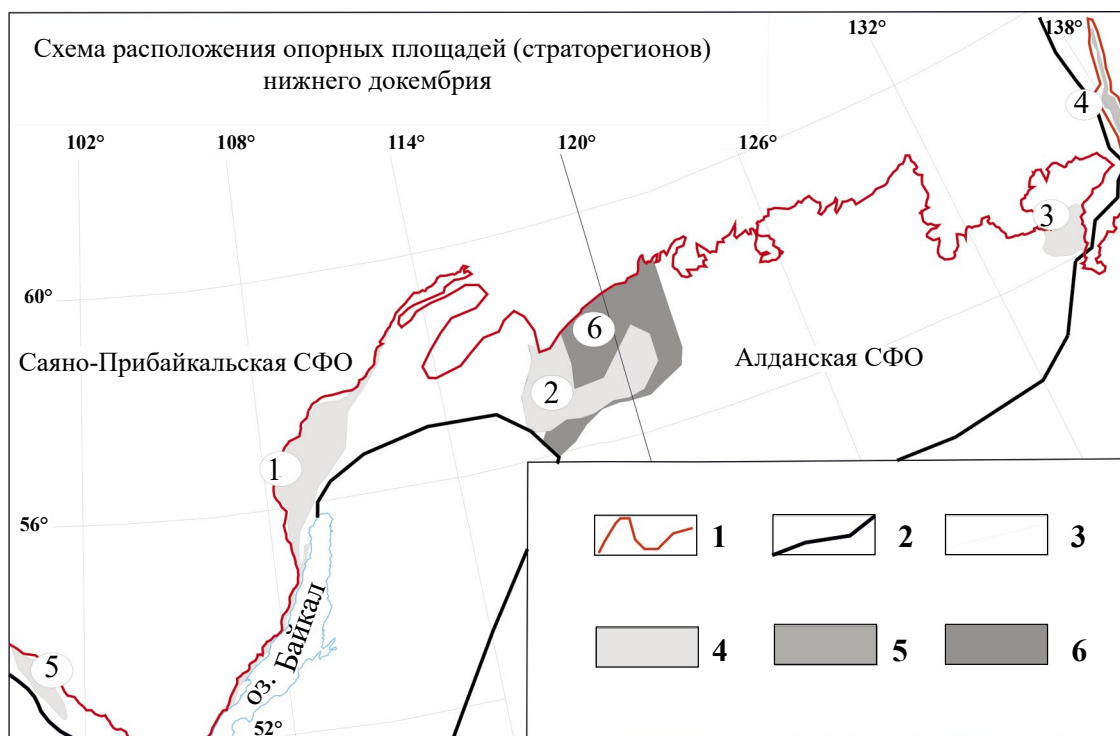


Рис. 1. Схема расположения опорных площадей (страторегионов) нижнего докембрия в южной части Сибирского кратона. 1 — южная граница осадочного чехла; 2 — граница кратона (Rosen, 2002); 3 — границы страторегионов (опорных площадей); 4–6 — нижнедокембрийские породы в страторегионах: 5 — нижний протерозой (нижний и верхний карелий), 5 — только верхний карелий, 6 — верхний архей (лопий). Цифры в кружках — страторегионы (опорные площади): 1 — Прибайкальский, 2 — Кодаро-Удоканский, 3 — Улканский, 4 — Билякчанская зона блоков, 5 — Урикско-Ийский, 6 — Чаро-Олекминский.

стратиграфических соотношений, однозначно не коррелируются, часто надежно не датированы. В соответствии с рекомендациями Петрографического (Петрографический..., 2009) и Стратиграфического (Стратиграфический..., 2019) кодексов они не являются стратиграфическими подразделениями. Исключение может быть сделано для сахабория, сохраняющего реликты первичных (дометаморфических) структур и текстур вулканитов. Из табл. 1 следует, что в общем стратиграфическом разрезе на рассматриваемой территории выделяются три наиболее крупных региональных стратиграфических подразделения, вероятно, в ранге надгоризонтов (снизу вверх): сахаборий, удоканий и улканий. Во всех стратиграфических схемах сахаборий относится к верхнеархейской (лопийской) эоноте, а удоканий (существенно терригенный) и улканий (преимущественно вулканогенный) — к нижнепротерозойской (карельской) эоноте.

После создания легенд и листов ГГК-1000/3 появилось большое количество данных об изотопном возрасте циркона (преимущественно U–Pb (TIMS) и U–Th–Pb (SIMS) методы) из метавулканитов и терригенных метаосадков. Для докембрия имеет значение также информация о возрасте плутонических пород, позволяющая оценить возрастные

границы стратиграфических подразделений. На основе этой информации можно дополнительно выделить и охарактеризовать разрез нижнего протерозоя Урикско-Ийского грабена на листе N-47 (Ангаро-Енисейская серия листов). На листах O-53 и O-54 (Дальневосточная серия листов) условно обособлена Билякчанская зона блоков раннепротерозойских образований, разрез которых изучен очень слабо. Все региональные подразделения (табл. 2) опираются на разрезы опорных (стратотипических) площадей, отвечающих определению “страторегион” (Стратиграфический..., 2019). Кроме них на рассматриваемой площади были обособлены Алданский и Саяно-Прибайкальский щиты, условно названные нами структурно-формационными областями (СФО) (табл. 2). В Саяно-Прибайкальской СФО разрезы нижнего докембрия достоверно не установлены и его обособление условно. В пределах Алданской СФО расположены Чаро-Олекминский, Кодаро-Удоканский и Улканский страторегионы (рис. 1). Прибайкальский страторегион приурочен к восточной границе Саяно-Прибайкальской СФО. Урикско-Ийский страторегион тяготеет к южному ограничению этой СФО, а Билякчанская блоковая зона — к восточному краю Алданской СФО (рис. 1).

Таблица 1. Региональные стратиграфические схемы серий листов (СЛ) южной части Сибирского кратона, использованные при составлении ГГК-1000/3

[illegible]

Примечание. Цифры в таблице — возраст границ стратонов в млн лет.

■ ■ ■ ■ ■ — метаморфические и плутонические комплексы, не включенные нами в стратиграфические схемы. Красным полужирным шрифтом даны названия региональных подразделений. МСК — Межведомственный стратиграфический комитет. НРС МПР РФ — Научно-редакционный совет Министерства природных ресурсов Российской Федерации.

Таблица 2. Стратиграфическая схема корреляции разрезов страторегионов нижнего докембрия южной части Сибирского кратона

Общая стратиграфическая шкала				Авторская региональная стратиграфическая схема	Ангаро-Енисейская серия				Алдано-Забайкальская серия				Дальневосточная серия																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
эоно-тема		эра-тема			Саяно-Прибайкальская СФО				Алданская СФО				Уланский страторегион		Билик-чанская зона блоков																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
				Урикско-Ийский грабен		Северо-Прибайкальская площадь (Акитканская блок-пластина)				Кодарская и Удоканская подзоны				Уланский грабен																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)				ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ		УЛКАНСКИЙ НАДГОРИЗОНТ		?		акитканская серия		верхняя		Долериты чайского к.		1752																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
														?		средняя		ламборская св. До 600 м		окунская св. 500-1000 м		1801																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
																				1823																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
																				1863																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
																				1855																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
																				1849																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
																				1878																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
																				1866		?																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
																				куленаянская св 1500-2000 м		дельбичинский к. гранодиоритов		1866																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
																				малокопсинская св. 1000-1700 м		1869																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
кочериковский к.		1910																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
?		нижняя		Западно-Прибайкальская площадь		Кодарский к. Кеменский массив		1864																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
								1876																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
								Руды Удоканского месторождения		1896																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
										1908																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
								Региональный метаморфизм		1908																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
										голецкая св. 650 м		1913																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
								иликтинская св. До 2200 м				пт1989																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
										пт1960																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
										пт2003																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
								?		сарминская серия		Удоканский комплекс		верхний подкомплекс		кеменская серия		намингинская св. До 1500 м																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
нижний подкомплекс		чинейская серия		бутунская св. 150-600 м																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
				александровская св. До 500 м		пт1.90, пт1.98																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
				читкандинская св. 600-1500 м		2180																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
				метаморфизм		пт2.08, 2.09																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
				плагнограниты		2105																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
				Кодарская серия		иньрская св. 300-600 м																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
						аянская св. До 600 м												пт2.02																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
						икабийская св. До 1000 м																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
				?		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ	

Характеристика разрезов опирается преимущественно на материалы перечисленных ранее объяснительных записок к листам ГГК-1000/3 и приводится отдельно для каждого страторегиона (табл. 2).

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)

Чаро-Олекминский страторегион

Страторегионом сахабория считается Чаро-Олекминский район, в котором выделены протяженные линейные “зеленокаменные” прогибы (Котов и др., 2004) в пределах площади листов О-50 и О-51 (Государственная..., 1998, 2010; Радьков и др., 2015). По данным геологического картирования сахаборий включает породы олондинской, борсалинской, тунгурчинской (низы разреза лопия) и тасмиэлинской (верхний лопий?) серий. Соотношения олондинской и борсалинской серий не установлены, характер и положение их нижних стратиграфических границ не известны. Разрез борсалинской серии представлен метаморфическими породами. Тунгурчинская и тасмиэлинская серии выделены только на листе О-51 (Радьков и др., 2015). Тунгурчинская серия не имеет стратиграфических соотношений с подстилающими подразделениями, поскольку образует изолированные структуры. Тасмиэлинская серия, предположительно, завершает архейский разрез и имеет тектонические контакты с окружающими образованиями. Обе серии сложены карбонатными породами, линзами кварцитов и разнообразными сланцами. Дометаморфические структуры и текстуры в породах не описаны, изотопный возраст циркона во всех трех сериях не определен.

Породы олондинской серии развиты ограниченно только на листе О-50, а по литературным данным и на листе О-51 (Котов и др., 2004). Серия изучена в Олондинской структуре и содержит метаморфизованные вулканиты основного и ультраосновного состава с реликтами первичных текстур и структур (Пухтель, Журавлев, 1993). Данные изотопного датирования пород свидетельствуют, что их возраст близок к 3000 млн лет (Бибикина и др., 1984; Государственная..., 1998). Породы серии прорваны интрузией габбро-диоритов с U–Pb возрастом циркона не менее 3002 и 3005 млн лет (Ковач и др., 2020) и, возможно, относятся к нижнему или среднему лопию (табл. 2).

Все сказанное не позволяет разрезы борсалинской, тасмиэлинской, тунгурчинской серий включать в стратиграфическую схему. Таким образом, остаются неопределенными объем сахабория, положение и возраст его границ, однако не вызывает сомнений его отнесение к верхнему архею (лопию).

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Кодаро-Удоканский страторегион

Опорной площадью нижнего протерозоя считается Кодаро-Удоканский прогиб или страторегион (рис. 1). Л.И. Салоп (1968) впервые выделил в его разрезе удоканскую надсерию, образующую стратотип нижнего протерозоя Алданского щита. В настоящее время в соответствии со статьей V.VII Стратиграфического кодекса (Стратиграфический..., 2019) надсерия должна быть названа комплексом. Отложения комплекса, выполняющие Кодаро-Удоканский прогиб, несогласно залегают на архейских породах и являются стратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока (Федоровский, 1972). Прогиб расположен около границы со Становой складчатой зоной и делится на Кодарскую и Удоканскую подзоны, разделенные Чарской впадиной неоген-четвертичных образований (Подковыров и др., 2006). В соответствии с принятой стратиграфической схемой (табл. 1) в разрезе комплекса обособляются (снизу вверх) джялтуктинская, кодарская, чинейская и кеменская серии.

Джялтуктинская серия распространена на листе О-50 ГГК-1000/3 (Государственная..., 1998). Она сложена гнейсами, плагиогнейсами, сланцами с редкими прослоями и линзами кварцитов и карбонатных пород. Породы серии интенсивно дислоцированы и часто теряют первичные структурно-текстурные признаки осадков. Контакты серии с архейскими образованиями преимущественно тектонические. Серия не включена нами в стратиграфический разрез нижнего докембрия.

Кодарская серия изучалась в пределах Удоканской и Кодарской подзон. В южной части Удоканской подзоны у границы со Становой структурной зоной были выделены осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя (Государственная..., 1998) и обособлены в кодарскую серию (Подковыров и др., 2006). Позднее они были объединены в усукваунский динамометаморфический комплекс (Государственная..., 2010), в котором тектонически совмещены породы разного возраста (Ковач и др., 2022). Циркон из микрогнейсов кодарской серии обладает статистически значимыми максимумами возрастов около 2.09 и 2.08 млрд лет (Адамская и др., 2022), а сами микрогнейсы прорваны плагиогранитами (трондьемитами) с возрастом около 2105 млн лет (Котов и др., 2018). Все породы испытали структурно-метаморфические изменения в условиях амфиболитовой фации (Ковач и др., 2018б), а полученные оценки возраста в первом приближении отражают верхний предел формирования протолитов микрогнейсов кодарской серии (Котов и др., 2018).

В Кодарской подзоне кодарская серия обладает мощностью 420–2200 м и разделена на три

залегающие согласно свиты — икабийскую, инырскую и аянскую (табл. 2). Нижняя ее граница с джялтуктинской серией является условной, так как они разделены “метаморфическим несогласием”, обусловленным более высоким метаморфизмом пород джялтуктинской серии (Государственная..., 2010). Кодарская серия сложена терригенными породами, измененными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Для нее характерна частая перемежаемость полимиктовых метаалевросланцев, метаалевролитов, метаалевропесчаников и метапесчаников, часто обогащенных графитом, иногда с медной минерализацией. Вверх по разрезу возрастает роль мелкозернистых отложений. В биотитовых сланцах циркон представлен слабоокатанными и неокатанными коротко- и длиннопризматическими кристаллами и окатанными округлыми и овальными зернами магматического генезиса (Ковач и др., 2022). Конкордантные значения возраста циркона на кривой относительной вероятности возрастов дают максимумы, близкие к 2.02 и 2.08 млрд лет (табл. 2). Авторы предполагают, что нижняя возрастная граница серии составляет около 2.02 млрд лет. Биотитовые сланцы прорваны гранитами ничатского комплекса с возрастом 1908 ± 4 млн лет (Ларин и др., 2006). Породы, которые могли бы являться источниками детритового циркона с возрастом 2.08 и 2.02 млрд лет в Чаро-Олекминском геоблоке Алданского щита и в блоках Станового структурного шва, не известны (Адамская и др., 2023). Возможно, возраст около 2.08 млрд лет, как и в Удоканской подзоне, может отражать время метаморфизма амфиболитовой фации.

Чинейская серия (мощность 1400–2500 м) залегает согласно и с постепенным (фациальным) переходом на образования кодарской серии (Государственная..., 2010). В ее разрезе обособлены читкандинская, александровская, бутунская свиты. Серия преимущественно сложена слюдястыми олигомиктовыми, реже кварцевыми метапесчаниками, отмечаются маломощные прослои магнетитовых и медистых песчаников. А.В. Сочава (1986) предположил наличие туфогенных образований в читкандинской свите. Вверх по разрезу, в александровской свите, возрастает роль метаалевролитов и карбонатных пород. Бутунская свита завершает разрез и состоит из известковистых метаалевролитов, доломитов и известняков с органическими остатками. Карбонатные породы образуют горизонты мощностью до 60 м. В читкандинской свите (табл. 2) в пепловых туфах для магматического циркона получена оценка возраста 2180 ± 50 млн лет (Бережная и др., 1988). Его геологическое значение остается неясным. Циркон из метапесчаников александровской свиты представлен слабоокатанными и неокатанными кристаллами магматического и метаморфического

происхождения (Ковач и др., 2018б). На кривых относительной вероятности возрастов отчетливо выделяются максимумы с возрастными 1.90, 1.98 (Ковач и др., 2018а) и 2.02 млрд лет (Адамская и др., 2023). Максимум возраста 1.90 млрд лет определяют метаморфогенные цирконы. Авторы полагают, что это нижняя возрастная граница свиты, она близка к возрасту складчатости и регионального метаморфизма 1908 млн лет (Ларин и др., 2006).

Кеменская серия (4000–5500 м) состоит (снизу вверх) из залегающих согласно талаканской, сакуканской и намингинской свит (Государственная..., 2010) (табл. 2). Граница между сакуканской и намингинской свитами постепенная. Серия отделена корой выветривания от архейских образований и с размывом и несогласием залегает на породах чинейской серии. Характерной особенностью серии является изменчивость пород от олигомиктовых до существенно кварцевых. Для талаканской и сакуканской свит обычно присутствие полевошпат-кварцевых и кварцитовидных песчаников, алевролитов и аргиллитов, известны слои гематитовых, магнетитовых и медистых песчаников. Именно в этой части разреза расположено наиболее масштабное медное оруденение Удоканского района. В намингинской свите наблюдаются прослои известковистых песчаников и черных (“углистых”) аргиллитов, знаки ряби, трещины усыхания, отпечатки следов дождя. Для неразделенных отложений этой серии конкордантные возрасты циркона образуют максимум около 2.02 млрд лет (Ковач и др., 2018б). По мнению этих авторов, возраст протолитов метаосадочных пород серии не превышает 2.0 млрд лет. Ее верхняя временная граница ограничена возрастом прорывающих гранитов кодарского комплекса 1876 ± 4 млн лет (Ларин и др., 2000). Возраст медной минерализации Удоканского месторождения, расположенного в сакуканской свите, оценивается по титаниту в 1896 млн лет (Perello et al., 2017) и, вероятно, отвечает верхней временной границе серии.

Для кебектинской серии (Бортников и др., 2023), сопоставляемой с кеменской, для циркона неясного генезиса из метапесчаников получены конкордантные оценки возраста с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.01 и 2.14 млрд лет. Таким образом, максимальный возраст песчаников серии близок к 2.01 млрд лет. Серия прорвана дайками долеритов сулуматского комплекса с возрастом 1874 ± 4 млн лет, что определяет ее верхний возрастной предел.

Из приведенных материалов по разрезу удоканского комплекса следует, что он может быть уверенно разделен на два подкомплекса (табл. 2). Нижний из них включает породы кодарской и чинейской серий, верхний — кеменскую (и кебектинскую) серию. В нижнем подкомплексе стратиграфическая граница между сериями не определена, нижняя

граница верхнего подкомплекса очень четкая и совпадает с установленными несогласиями и корами выветривания. Данные по изотопному возрасту циркона показали, что для кодарской серии он близок к 2.09–2.08 млрд лет и, возможно, отражает время метаморфизма амфиболитовой фации, а верхняя временная граница серии может быть не моложе 2100 млн лет (Котов и др., 2018). Метаморфический циркон с возрастом 1.09 млрд лет из чинейской серии не может определять ее нижнюю временную границу, так как в это же время формировались руды Удоканского месторождения в более молодой кеменской серии. Возраст чинейской серии остается неопределенным. Возможно, нижний подкомплекс отражает эволюционный характер седиментации от накопления терригенных осадков (кодарская серия) к постепенному проявлению хемогенного осадконакопления (чинейская серия). Для кеменской серии после формирования кор выветривания характерно накопление обогащенных кварцем отложений. Ее нижняя временная граница предполагается около 2.00–2.02 млрд лет. Цирконы с возрастом около 2.02 млрд лет известны в кодарской и чинейской сериях, их природа и значение остаются неясными.

Верхняя временная граница всего удоканского комплекса, вероятно, укладывается в интервал 1908–1876 млн лет и отражает возраст складчатости и регионального метаморфизма в регионе (Ларин и др., 2006).

Улканский страторегион

Улканский страторегион расположен на восточном краю Алданской СФО и приурочен к одноименному прогибу, выполненному породами улканской серии (рис. 1). В ее разрезе (Дымович и др., 2012) выделены породы топориканской, улкачанской и эльгэтейской свит (табл. 1). В основании серии обнажены породы топориканской свиты (мощность до 200 м), которая залегает на коре выветривания архейских образований и является нижней стратиграфической границей свиты. Непосредственно на коре выветривания залегают белые горизонтально-слоистые гравийные и крупнозернистые кварцевые (до кварцитов) песчаники. Выше постепенно появляются мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые песчаники, иногда с косою слоистостью. Верх свиты сложены серыми и зеленоватыми слоистыми песчаниками с линзами кварцевых конгломератов.

Улкачанская свита (мощность 260–270 м) с резким угловым несогласием и с перерывом залегает на метаморфитах архея и с разрывом — на разных осадочных породах топориканской свиты. Улкачанская свита сложена трахибазальтами, базальтами, имеющими постепенные переходы и составляющими около 70% объема свиты. Кроме того, присутствуют терригенные и туфогенно-осадочные

породы. Все базальтоиды относятся к калиево-натриевой серии субщелочного ряда и являются умеренно-глиноземистыми.

Эльгэтейская свита (мощность до 1600 м) несогласно залегает на улкачанской либо топориканской свитах, а в краевых частях прогиба — на кристаллическом фундаменте. В ее составе доминируют трахириодациты, трахириолиты, трахидациты, их туфы, игнимбриты и лавобрекчии, которым подчинены базальты, трахибазальты, трахиандезиты и осадочные породы. В верхах разреза свита сложена рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми трахириолитами и трахириодацитами, по химическому и минеральному составу отвечающими комендитам и пантеллеритам. Для вулканитов эльгэтейской свиты имеются две изотопные U—Pb оценки возраста по циркону — 1732, 1721 млн лет (Диденко и др., 2010). Верхний возрастной предел улканской серии ограничен интрузией улканских гранитоидов с возрастом циркона 1721–1705 млн лет (Неймарк и др., 1992; Ларин, 2011).

Прибайкальский страторегион

Прибайкальский страторегион приурочен к зоне контакта Саяно-Прибайкальской и Алданской СФО (рис. 1) и расположен на площади листов N-48 (Государственная..., 2009), N-49 (Фишев и др., 2011) и O-49 (Митрофанова и др., 2012) ГГК-1000/3. В его разрезе были обособлены породы сарминской и акитканской серий нижнего протерозоя (табл. 1, 2).

Сарминская серия обнажается в пределах узкой протяженной Западно-Прибайкальской площади на западном берегу оз. Байкал. Серия распространена в отдельных блоках и включает три свиты (снизу вверх): харгитуйскую, иликтинскую, голечную. Харгитуйская свита имеет тектонические контакты и сложена кварцитами, кристаллическими сланцами, биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и амфиболитами, но описание ее разреза отсутствует. Данные изотопного возраста детритового циркона показали, что в единую харгитуйскую свиту объединены разновозрастные породы (Ефремова и др., 2022б). На этом основании она не включена нами в состав сарминской серии и не показана в табл. 2.

Иликтинская свита (до 2200 м) граничит с харгитуйской свитой через тектоническую зону, ее нижняя граница неизвестна. Она с разрывом перекрывается отложениями акитканской серии (Государственная..., 2009; Фишев и др., 2011). В низах разреза свита имеет карбонатно-кварцево-вулканогенный состав, в верхах — вулканогенно-сланцево-песчаниковый. Среди вулканогенных образований преобладают базальтоиды, но риолиты и средние вулканы могут достигать 60% от мощности разреза. (Государственная..., 2009). В метаосадках иликтинской свиты определен возраст

детритового циркона с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2003 и 1989 млн лет (Ефремова и др., 2022а). Голечная свита (650 м) выделена только на листе N-49 (Фишев и др., 2011) и сложена хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, эффузивами и конгломератами. Соотношения свит достаточно условны, разрезы детально не изучены.

Породы сарминской серии прорваны гранитоидами кочериковского комплекса с изотопным возрастом 1910 млн лет (Бибикина и др., 1987).

Акитканская серия наиболее полно представлена и детально изучена на Северо-Прибайкальской площади этого страторегiona. Ее стратотип, вероятно, расположен в Акитканской “блок-пластине” и был выделен Л.И. Салопом в акитканскую серию (Салоп, 1964). Ее описание приводится в объяснительных записках к листам N-49 (Фишев и др., 2011) и O-49 (Митрофанова и др., 2012) Алдано-Забайкальской серии. В ее разрезе выделяются (снизу вверх): малокосинская, куленянская, домугдинская, хибеленская, ламборская (чайская) и окуньская свиты (табл. 2).

Малокосинская свита (мощность 1000–1700 м) с перерывом и несогласием залегает на породах иликтинской свиты сарминской серии и кочериковского габбро-диорит-гранитного комплекса (Булдыгеров, Собаченко, 2005; Рыцк, Ковач, 2005). Свита сложена терригенными породами, среди которых наиболее характерными являются конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники. В разрезе установлены покровы основных лав (от базальтов до андезитов), среди которых известны трахибазальты и, возможно, кислые вулканы. Вулканы соответствуют толеитовым лейкобазальтам и трахиандезитам с преобладанием Na_2O над K_2O . Изотопный возраст вулкаников составляет 1869 млн лет (Ларин и др., 2003).

Куленянская свита (мощность 1500–2000 м) согласно перекрывает толщи малокосинской свиты и состоит из песчаников и вулкаников (от трахибазальтов до трахидацитов). По петрохимическому составу вулканы относятся к образованиям, переходным от известково-щелочной серии к умеренно-щелочной, с преобладанием K_2O над Na_2O (Митрофанова и др., 2012). Ее породы прорваны гранитоидами дельбичидинского комплекса с возрастом 1866 млн лет (Неймарк и др., 1998).

Домугдинская свита (мощность 600–2000 м) с размывом залегает на куленянской свите. Она включает конглобрекции, конгломераты, гравелиты, туфопесчаники, ксенотуфы с линзами туфов и лавобрекчий и лав трахидацитового состава. В верхней части разреза лавы образуют мощные покровы пестроцветных дацитовых, трахириодацитовых, трахидацитовых порфиров. Кислые вулканы относятся к умеренно-щелочной серии

с преобладанием K_2O над Na_2O . Возраст вулкаников составляет 1854 млн лет (Ларин и др., 2003), 1866 млн лет (Неймарк и др., 1991).

Хибеленская свита (мощность до 400 м) залегает на гранитоидах дельбичидинского комплекса и на образованиях малокосинской, куленянской и домугдинской свит. В низах ее разреза присутствуют пачки туфопесчаников, туфоалевролитов, песчаников, гравелитов. Выше она сложена умеренно-щелочными риодацитами, трахириолитами афировыми и порфировыми, их туфами и кластолавами, трахириодацитами, игнимбритами с преобладанием калия над натрием. Возраст вулкаников в разных участках меняется от 1849 до 1878 млн лет (Донская и др., 2008). По мнению некоторых исследователей, хибеленская и домугдинская свиты могут быть тождественными (Диденко и др., 2010).

Выше по разрезу несогласно и с перерывами в основании залегают осадочные породы и кислые умеренно-щелочные вулканы ламборской (мощность до 600 м) и чайской (мощность 600–2000 м) свит. Ламборская свита залегает с размывом на образованиях хибеленской и домугдинской свит и местами перекрыта верхними горизонтами чайской свиты. Обе свиты образованы кварцевыми латитами, латитами, латитодацитами, шошонитами, трахириодацитами, их туфами, игнимбритами. Среди них присутствуют горизонты туфопесчаников, туфоалевролитов, песчаников, алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов. Возраст кварцевых латитов ламборской свиты 1827 млн лет (Неймарк и др., 1998), риодацитов чайской свиты – 1863 млн лет (Донская и др., 2007), 1823 млн лет (Неймарк и др., 1991), 1855 млн лет (Ларин и др., 2000). Экструзия трахириолитов, возможно завершающая магматическую деятельность (Собаченко и др., 2005), имеет возраст 1801 млн лет (Булдыгеров, Собаченко, 2005).

Окуньская свита (мощность 500–1000 м) завершает разрез и с перерывом перекрывает породы чайской свиты. Иногда она залегает без видимого несогласия, с постепенным переходом от чайской свиты к окуньской через увеличение в разрезе роли грубозернистых кварцевых песчаников и появление линз гравелитов и конгломератов. Она сложена песчаниками и конгломератами. Конгломераты в основании разреза крупновалунные, вверх постепенно переходят в мелкогалечные. Свита прорвана долеритами чайского комплекса с изотопным возрастом около 1752 млн лет (Булдыгеров, Собаченко, 2005).

Приведенные материалы по геологии и геохронологии пород нижнего докембрия в пределах Прибайкальского страторегiona соответствуют представлениям о выделении здесь сарминской и акитканской серий. Серии разделены временным

интервалом от 1910 млн лет (кориковский комплекс гранитоидов) и до 1869 млн лет (лавы малокосинской свиты). С этим временем связаны коллизионные события в южной части Сибирского кратона (Gladkochub et al., 2006). В разрезе существенно вулканогенной акитканской серии намечается разделение по особенностям вулканизма (Неймарк и др., 1998; Донская, и др., 2008) (табл. 2). Нижняя часть разреза (малокосинская и куленянская свиты) отличается развитием вулканитов известково-щелочной серии и прорвана гранитами. Для средней части (хибеленская, ламборская и чайская свиты) характерен умеренно-щелочной вулканизм с преобладанием калия над натрием. Образования хибеленской свиты залегают на гранитоидах низов разреза. Верхняя часть разреза серии представлена терригенными породами окуньской свиты. Однако необходимо уточнение положения границ и возраста этих частей разреза. В настоящее время они не могут быть выделены в самостоятельные стратиграфические подразделения в ранге серий.

Урикско-Ийский страторегион

За пределами Прибайкальского страторегиона разрез нижнего протерозоя описан в Урикско-Ийском страторегионе или одноименном грабене (рис. 1) и представлен сублукской серией (Галимова и др., 2012). В составе серии объединены (снизу вверх): шаблыкская, большеереченская, далдарминская, урикская и ингашинская свиты. Контакт урикской свиты с вышележащей ингашинской — тектонический, с подстилающей далдарминской свитой — несогласный стратиграфический. В соответствии с другой точкой зрения, которая кажется нам предпочтительней, в строении грабена выделяется следующая последовательность свит этой серии (Гладкочуб и др., 2014): шаблыкская, большеереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская) (табл. 2). Шаблыкская свита имеет тектонические контакты с большеереченской свитой, изотопный возраст ее пород не установлен, и она не включена нами в состав серии. Большеереченская свита сложена кварц-биотитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками с прослоями конгломератов и метагравелитов. В верхах разреза присутствуют метабазалы, кислые вулканиты, редкие линзы известняков и железистых кварцитов. Породы свиты прорваны телами габброидов зимовнинского комплекса с возрастом 1913 млн лет (Галимова и др., 2012; Гладкочуб и др., 2014). Ингашинская свита имеет существенно песчаниково-сланцевый состав с ритмичным характером переслаивания пород и рассматривается как синхронная с большеереченской свитой. Она прорвана базитами ангашинского комплекса с возрастом 1913 млн лет (Gladkochub et al., 2010). Установлен возраст обломочного циркона из осадочных пород ингашинской свиты с минимальным значением 1909 млн

лет и преобладающим — 1963 млн лет (Гладкочуб и др., 2014). Эти данные позволяют считать, что обе свиты в этом разрезе не моложе 1913 млн лет.

Далдарминская свита залегает с конгломератами в основании на породах большеереченской свиты. Она сложена сланцами, часто углеродистыми, кварцитами, песчаниками и алевролитами, среди которых располагаются горизонты эффузивов среднего и кислого состава. В верхней части разреза встречаются выклинивающиеся по простиранию прослои и линзы кварцевых порфиров, амфиболизированных долеритовых порфиров и их туфов, ортоамфиболитов. Низы ее разреза прорваны габбро-диоритами игнокского комплекса с конкордантным изотопным возрастом циркона 1836 млн лет (Донская и др., 2018) и 1887 млн лет (Галимова и др., 2012). На гистограмме вероятности распределения возраста циркона из терригенных пород свиты выделяются два максимума 1845 и 1750 млн лет (Гладкочуб и др., 2014).

Урикская свита с перерывом залегает на породах далдарминской свиты и сложена в основном метаосадками. Кроме того, отмечаются амфиболиты, роль которых и происхождение неясны (Галимова и др., 2012). Таким образом, обе свиты должны быть моложе 1900 млн лет.

Приведенные материалы позволяют предположить, что сублукская серия может быть разделена на две самостоятельные серии, нижняя из которых образована породами большеереченской и ингашинской свит.

Биякчанская зона блоков

Биякчанская зона блоков прослеживается на 230 км в виде субмеридиональной полосы небольших тектонических блоков. Они расположены на листах О-53 (Дымович и др., 2012) и О-54 (Зелепугин и др., 2021) между краем Сибирского кратона и Охотским массивом (рис. 1).

Породы, слагающие блоки на листе О-54, отнесены к биякчанской серии нижнего протерозоя, описание ее разреза отсутствует. Образования, перекрывающие и подстилающие ее, не установлены. Серия представлена вулканогенно-осадочными породами левонябальджанской толщи (табл. 2), смятыми в складки и метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Среди пород серии доминируют кварцевые песчаники, полевошпатово-кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, глинисто-серицитовые сланцы. Характерна хорошая сортированность и окатанность кварцевых зерен. Отмечается косая слоистость. Часто встречаются пластовые тела и дайки базальтов, андезибазальтов, кварцевых порфиров. Положение в разрезе и соотношения осадочных пород и вулканитов не установлены. Из пробы кварцевого песчаника были выделены

детритовые кристаллы циркона. Среди них преобладают мелкие зерна овальной и округлой форм, более крупные призматические кристаллы встречаются реже. Оценки возраста циркона образуют на диаграмме с конкордией два конкордантных кластера с возрастaми 2118 ± 13 и 2054 ± 9 млн лет. Возраст 2054 млн лет отвечает нижнему возрастному пределу накопления кварцитов (Кузьмин и др., 2020; Зелепугин и др., 2021). Считается, что толща прорвана гранитоидами Левонябальджанского массива нудымийского комплекса. Циркон в них представлен длинно- и короткопризматическими кристаллами, обладающими двухфазным строением. Краевая зона отличается отсутствием зональности и формирует габитус кристаллов. Центральная зона обладает слабо выраженной зональностью и содержит редкие расплавные включения, что отражает ее магматическое происхождение. Вычисленный средневзвешенный возраст для семи точек центральной и краевой частей кристаллов цирконов показал значение 2049.2 ± 7 (Зелепугин и др., 2021) или 2050 ± 3 млн лет (Кузьмин и др., 2020) и принят авторами как время формирования интрузии гранитоидов и верхний предел возраста серии.

Обращает на себя внимание близость возраста обломочного циркона из кварцитов и из краевых зон магматического циркона гранитоидов. Отсутствие непосредственных соотношений этих образований требует дополнительного обоснования верхней временной границы серии. По этой причине гранитоиды не показаны нами в табл. 2. Мнение авторов о возрасте нижней границы билякчанской серии представляется вполне обоснованным.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И НОВЫЙ ВАРИАНТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Приведенные выше материалы по разрезам страторегионов позволяют провести их корреляцию, опирающуюся на современные данные изотопного возраста пород, и предложить уточненный вариант региональной стратиграфической схемы нижнего докембрия южной части Сибирского кратона (табл. 2). В ней, как и в схеме МСК 1991 г., сохранены крупнейшие региональные подразделения сахаборий, удоканский и улканский, которым придан ранг надгоризонтов. Сохранены их последовательность, объемы, состав.

Сахаборий развит ограниченно только в Чаро-Олекминском страторегионе и не имеет установленных верхней и нижней стратиграфических и временных границ (табл. 2), его полный разрез не известен. Для него характерно развитие вулканитов основного и ультраосновного состава, образующих линейные протяженные прогибы. От перекрывающих образований нижнего протерозоя

он отделен крупным структурным несогласием. По данным изотопного возраста сахаборий, несомненно, относится к среднему–нижнему лопию.

В нижнем протерозое обособляются удоканский и улканский надгоризонты. Для первого из них характерно преобладание осадочных пород, для второго — основных и кислых вулканитов. Породы первого из них древнее 1900 млн лет, второго — моложе этого значения (табл. 2). Можно полагать, что они разделены длительным стратиграфическим перерывом в процессах седиментации и вулканизма. Временная граница между ними может быть близка к 1900 млн лет, как это и предполагалось в схеме МСК (табл. 1).

Удоканский надгоризонт начинается известный разрез нижнего протерозоя в регионе и официально был выделен и утвержден МСК в 1991 г. (табл. 1). Его нижняя стратиграфическая и временная границы не известны, верхняя — одновременно является нижней границей более молодого улканского надгоризонта. Установлено, что образования удокания древнее 1900 млн лет. Можно полагать, что эти надгоризонты разделены длительным стратиграфическим перерывом в процессах седиментации и вулканизма. Удоканский надгоризонт может быть разделен на два горизонта с рабочими названиями “кодари-чинейский” и “кеменский” (“преакитканский”). К их границе в Алданской СФО приурочены первые задокументированные коры выветривания, перерывы и несогласия (табл. 2). **Кодари-чинейский горизонт** представлен только в Кодари-Удоканском страторегионе. Он включает кодарскую и чинейскую серии, граница между которыми постепенная и отражает, вероятно, эволюционную смену условий седиментации от терригенных до карбонатных (со строматолитами) отложений. В Алдано-Забайкальской серии листов они были объединены в удоканский горизонт нижекарельской эратемы (табл. 1). По данным изотопного возраста кодарская серия может быть отнесена к нижекарельской эратеме (древнее 2100 млн лет), чинейская серия, или часть ее разреза, может принадлежать и к верхнекарельской эратеме. Положение границы эратем в разрезе горизонта остается неопределенным и требует прояснения. **Кеменский горизонт** (или улканский горизонт в Алдано-Забайкальской серии листов) распространен более широко, но за пределами Алданской СФО не имеет установленной нижней стратиграфической границы (табл. 2). Он представлен осадочно-вулканогенным (низы сублукской серии и сарминская серия) и осадочным (кеменская, кебектинская серии и топориканская свита улканской серии Алданской СФО) типами разрезов. Соотношения типов разрезов не установлены, но их породы также древнее 1.9 млрд лет. Для осадочного типа характерно широкое распространение дифференцированных кварц-полевошпатовых отложений. К этому типу

разрезов можно отнести толщи существенно кварцевых метапесчаников левонябальджанской толщи билякчанской серии, которые моложе 2050 млн лет. В Алданской СФО, где в основании разрезов развиты коры выветривания, возраст пород не древнее 2020 млн лет. Еще западнее (в обрамлении Саяно-Прибайкальской СФО) низы разреза осадочно-вулканогенного типа не установлены, а возраст пород моложе 2000 млн лет (табл. 2). Возраст нижней границы горизонта остается неопределенным и условно принят нами близким к 2050 млн лет. Таким образом, породы кеменского комплекса относятся к верхнекарельской эратеме и сформировались между 2.05–1.9 млрд лет тому назад, а кодаро-чинейский горизонт древнее 2.05 млрд лет. Следовательно, низы разреза удоканского надгоризонта должны относиться к нижнему карелию, а верхи — к верхнему карелию.

Улканский надгоризонт завершает разрез нижнего протерозоя в регионе и распространен в линейных зонах вблизи границ СФО (Урикско-Ийский, Прибайкальский страторегионы) или на краю Алданской СФО (Улканский страторегион). В Прибайкальском страторегионе он представлен акитканской серией, которая с несогласием и перерывом перекрывает породы кеменского горизонта. Особенностью серии является широкое развитие вулканитов от основного до кислого состава. Возраст лав в страторегионе укладывается в интервал 1969–1800 млн лет, а молодых интрузивных гранитов — 1752 млн лет, что и определяет их позднекарельский возраст. К этому надгоризонту по времени (и по составу) нами отнесены породы далдарминской свиты сублукской серии, которые моложе 1900 млн лет (табл. 2), также улкачанская и эльгэтейская свиты улканской серии, прорванные гранитами с возрастом 1721–1705 млн лет и с перерывом и несогласием отделенные от кварцитопесчаников топориканской свиты. Таким образом, время формирования надгоризонта отвечает интервалу 1.70–1.9 млрд лет, и он относится к верхнекарельской эратеме. В настоящее время недостаточно данных для расчленения надгоризонта на самостоятельные горизонты.

ВЫВОДЫ

Приведенные материалы по характеристике разрезов и современные данные изотопного возраста их пород позволили предложить вариант уточненной региональной стратиграфической схемы нижнего докембрия юга Сибирского кратона.

Принципиальное отличие этой схемы связано с сопоставлением разрезов на большей площади и разделением удоканского надгоризонта на два самостоятельных горизонта — “кодаро-чинейский” и “кеменский” (предакитканский). Их граница приурочена к первым корам выветривания, перерывам и несогласиям.

Кодаро-чинейский горизонт включает кодарскую (древнее 2100 млн лет) и чинейскую (древнее 2050 млн лет) серии, граница между которыми постепенная.

Кеменский горизонт за пределами Алданской СФО не имеет установленной нижней стратиграфической границы. Он представлен породами низов сублукской серии и сарминской, кеменской, кебектинской серий и топориканской свиты улканской серии. Все они древнее 1.9 млрд лет, а возраст нижней границы горизонта остается неопределенным и принят близким к 2050 млн лет.

Улканский надгоризонт (стратотип акитканская серия) с несогласием и перерывом перекрывает породы кеменского горизонта. Возраст лав серии укладывается в интервал 1800–1969 млн лет, а рвущих гранитов — 1752 млн лет. В состав надгоризонта включены образования далдарминской свиты сублукской серии, улкачанской и эльгэтейская свиты улканской серии.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках объекта Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского “Проведение в 2021–2023 годах работ по сводному и обзорному картографированию территории Российской Федерации, Государственное задание Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 № 049-00016-21-00”, раздел “Актуализация геологической карты раннедокембрийских образований территории России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2500000 в формате ГИС с базами фактографической и картографической информации и составление геологической карты позднедокембрийских образований территории России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2500000”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Первые результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона из метатерригенных отложений кодарской серии удоканского комплекса // Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН. Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального ун-та, 2022. С. 65–68.

Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Обоснование возраста кодарской серии удоканского комплекса по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона // Геодинамика и минерагения Северной Евразии. Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского гос. ун-та, 2023. С. 20–23.

- Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Богомолов Е.С. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 5. С. 1209–1212.
- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Другова Г.М., Бушмин С.А. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1424–1428.
- Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. Л.: Наука, 1987. С. 154–164.
- Бортников В.В., Ковач В.П., Самсонов А.В., Котов А.Б., Адамская Е.В., Подковыров В.Н., Ерофеева К.Г., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и источники сноса терригенных пород кебектинской серии Угуйского грабена, Алданский щит // Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VIII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2023 г.) [Электронный ресурс]. СПб.: Свое издательство, 2023. С. 30–33.
- Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Иркутск: Иркутский ун-т, 2005. 184 с.
- Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андриященко С.В., Денисенко Е.П., Пермяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.
- Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 17–31.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, новая серия, лист О-(50), 51. Объяснительная записка. Отв. ред. Миронюк Е.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-48 – Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
- Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 5. С. 44–69.
- Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикова Е.В. и др. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 916–920.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н., Демонтерова Е. И., Мотова З.Л. Возраст и геохимическая характеристика пород Игнокского габбро-диоритового массива Урикско-Ийского грабена (южная часть Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. 303 с.
- Дымович В.А., Васькин А.Ф., Опалихина Е.С., Кисляков С.Г., Атращенко А.Ф., Романов Б.И., Зелепугин В.Н., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 364 с.
- Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Брянский Н.В. Состав, U–Pb возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных пород иликтинской свиты (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022а. С. 101–104.
- Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В. Оценка возраста детритовых цирконов как инструмент в разделении сильно дислоцированных метаморфических толщ (на примере харгитуйской свиты Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы) // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2022б. С. 52–54.
- Зелепугин В.Н., Дымович В.А., Лопатин Б.Г., Кирьянова В.В., Саутченкова Р. А., Иванова В.В., Кузьмин В.К., Бондаренко С.С., Юрченко Ю.Ю., Опалихина Е.С., Петраков Н.А., Иванова Т.К., Супруненко О.И., Проскурин Г.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист О-54 – Охотск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. 504 с.

- Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты геохронологических (LA-ICP-MS) и Nd-изотопных U–Th–Pb исследований // Докл. АН. 2018а. Т. 482. № 2. С. 177–180.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. М.: ИГЕМ РАН, 2018б. 399 с.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Попов Н.В., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Ван К.Л., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита: результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований // Докл. АН. 2020. Т. 104. № 2. С. 15–21.
- Ковач В.П., Ларин А.М., Адамская Е.В., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Гороховский Б.М. О возрасте кодарской серии Кодарской подзоны удоканского комплекса западной части Алданского щита: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd изотопных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 128–129.
- Котов А.Б., Анисимова И.В., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Смелов А.П., Березкин В.И., Загорная Н.Ю. Возрастные рубежи формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 5. С. 661–665.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метасадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
- Кузьмин В.К., Богомолов Е.С., Кузнецов А.Б. Палеопротерозойский возраст (2055–2050 млн лет) вулканогенно-терригенных пород Билякчанской зоны сочленения Сибирской платформы и Охотского массива // Докл. АН. 2020. Т. 492. № 2. С. 5–10.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукуринского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., академик В. И. Коваленко, Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
- Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К., Митрофанов Г.Л., Кнутаева С.В., Семейкина Л.К., Пай В.М., Владимиров А.Е., Горяинова Л.Н., Макарьев Л.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 607 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U–Pb датирования цирконов // Докл. АН. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U–Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 6. С. 1152–1156.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 22. С. 139–164.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 2. С. 1–5.
- Постановление МСК. Вып. 26. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 69 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и ассоциирующих с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308–348.

- Радьков А.В., Молчанов А.В., Артемьев Д.С., Беленко Е.В., Голобурдина М.Н., Ибрагимова Э.К., Иванов Д.Н., Козлов Д.С., Кукушкин К.А., Минина Е.А., Петров В.В., Смирнов Е.А., Смирнова Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Тимашков А.Н., Ушакова Д.Д., Хорохорина Е.И., Шатов В.В., Шатова Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 — Алдан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П. Байкальская складчатая область: неопротерозойская рифтогенная окраина Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 85—88.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Салон Л.И. Архей и протерозой СССР // Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1968. С. 199—203.
- Собаченко В.Н., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Булдыгеров В.В., Сандимирова Г.П., Куц Л.В., Макрыгина В.А. Уран-свинцовое датирование поздних магматитов и редкометальных метасоматитов Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Геохимия. 2005. № 12. С. 1345—1352.
- Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Фишев Н.А., Шелгачев К.М., Игнатович В.И., Гусев Ю.П., Минина О.Р., Шатковская Л.В., Гречаник Т.И., Смирнова С.А., Катюха Ю.П., Хохлов Е.В., Бузовкин С.В., Духовский А.А., Иогансон А.К., Семенова Л.Р., Суриков С.Н., Тихомиров И.Н., Шор Г.М., Миронов Ю.Б., Алексеев В.Д., Самович Д.А., Митрофанов Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 — Чита. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 604 с.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 169—174.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 660—668.
- Perello J., Sillitoe R. H., Yakubchuk A. S., Valencia V. A., Cornejo P. Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 856—866.
- Rosen O. M. Siberian craton — a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent // Russian J. Earth Sci. 2002. V. 4. № 2. P. 103—119.

Рецензенты А.Б. Котов, К.А. Савко

Stratigraphy and Correlation of Basal Sections of the Lower Precambrian of the Southern Part of the Siberian Craton

Yu. B. Bogdanov and S. A. Anisimova[#]

Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru

For the southern part of the Siberian Craton, the geological and geochronological characteristics of the reference sections of six stratoregions of the Lower Precambrian are given. For the first time, their correlation was carried out, which served as the basis for the refined author's regional stratigraphic scheme of the region. As a result, in the regional stratigraphic scheme, as in the 1991 scheme, three largest regional divisions are separated by composition and age, which are given the rank of supra-horizons (from bottom to top) – Sahabori, Udokan and Ulkan. For the first time, it was proposed to isolate two regional horizons in the Udokan upland with the working names Kodar-Chinei (lower) and Kemen (upper). Regional divisions are divided by disagreements and interruptions. It can be assumed that the age of the lower boundary of the Kemen horizon is close to 2.05 billion years, and those of the Udokan and Ulkan superhorizons are 1.9 Ga. It is possible to assume that these supra-horizons are separated by a long stratigraphic break. The stratigraphic boundaries of the Sahabori and the lower boundary of the Udokan supra-horizon have not been established. According to the isotopic age data, the regional divisions are compared with the General Stratigraphic Scale of the Lower Precambrian of Russia. The Sahabori undoubtedly belongs to the Upper Archean (Lopian), the Udokan and Ulkan superhorizons, to the Lower Proterozoic (Karelian) eonothems. Rocks of the Kodar-Chinei horizon belong to the undivided Lower and Upper Karelian erathems. The formations of the Kemen horizon and the Ulkan upland belong to the Upper Karelian eratheme.

Keywords: Archean, Lower Proterozoic, supra-horizons, Sahabori, Udokan, Ulkan, Siberian Craton, Regional stratigraphic scheme

УДК 551.72:56.022:57.072:57.073

РЕДКИНСКАЯ БИОТА И Rb–Sr ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2025 г. Е. Ю. Голубкова^{1,*}, Т. С. Зайцева¹, В. В. Третьяченко², Е. А. Кушим¹,
А. Б. Кузнецов¹, Т. Л. Турченко¹, М. О. Силиванов¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Акционерная компания “АЛРОСА” ПАО, Архангельск, Россия

*e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

Поступила в редакцию 22.04.2024 г.

После доработки 04.07.2024 г.

Принята к публикации 17.08.2024 г.

Проведено литологическое, палеонтологическое и Rb–Sr изотопно-геохронологическое изучение верхневендских отложений скв. Кепина-775, пробуренной на северо-западе Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы (Юго-Восточное Беломорье). Редкинская биота обнаружена в верховских и зимнегорских слоях усть-пинезской свиты. Транзитные ассоциации микрофоссилий установлены в архангельских слоях усть-пинезской свиты и в “мезенской” свите. Котлинский горизонт по биостратиграфическим данным в Юго-Восточном Беломорье не распознается. Присутствие в ергинских слоях эдиакарских мягкотелых организмов, а также унаследованный характер распространения микрофоссилий, проходящих из усть-пинезской свиты, позволяют расширить объем редкинского горизонта относительно принятой ранее схемы до подошвы мельских слоев. Возраст мельских слоев достоверно не определен. Rb–Sr возраст генерации аутигенного 1М иллита в аргиллитах архангельских слоев усть-пинезской свиты равен 565 ± 9 млн лет. Присутствие незначительной примеси детритового 2М₁ иллита позволяет рассматривать эту датировку только как нижний возрастной предел накопления архангельских слоев. Rb–Sr возраст “мелкозернистых” генераций 1М_д иллита (около 540–460 млн лет) отвечает стадии диагенеза погружения глинистого осадка.

Ключевые слова: микрофоссилии, макрофоссилии, Rb–Sr возраст, редкинский горизонт, стратиграфия, венд, эдиакарий, Юго-Восточное Беломорье

DOI: 10.31857/S0869592X25020029, EDN: UIDDBD

ВВЕДЕНИЕ

Юго-Восточное Беломорье рассматривается как стратотипический регион развития верхневендских отложений, отнесенных к редкинскому и котлинскому горизонтам (Вендская..., 1985б; Верхний..., 1986). В Международной хроностратиграфической шкале (Standard Global Chronostratigraphic Chart) этот стратиграфический интервал отвечает верхней части эдиакария (Gradstein et al., 2020). Выходы пород на дневную поверхность прослеживаются на протяжении более 300 км, от Зимнего берега Белого моря на северо-востоке и до среднего течения р. Онега на Онежском полуострове на юго-западе (Вендская..., 1985б). К юго-востоку, востоку венд быстро погружается под палеозойские толщи, где вскрывается в серии глубоких скважин, пробуренных на Зимнебережной и Онежской площадях в 1980–1990-е годы (скв. Светлая-570, Чадвия-770, Ижмозерская-771, Верхняя Кепина-772, Степановка-773, Золотица-774, Кепина-775, Илос-776).

Отложения венда на Зимнем берегу Белого моря известны как одно из самых богатых местонахождений эдиакарских мягкотелых организмов, которые стали объектом многочисленных палеобиологических и биостратиграфических исследований (Федонкин, 1981; Вендская..., 1985б; Grazhdankin, 2014 и др.). Однако сведения о таксономическом составе и вертикальном распространении микрофоссилий в регионе отрывочны, противоречивы и содержатся преимущественно в отдельных изданиях более чем тридцатилетней давности (Вендская..., 1985а, 1985б и ссылки в этих работах). Не менее сложной является проблема расчленения отложений венда–кембрия на местные и региональные стратиграфические подразделения. Кроме официально принятой стратиграфической схемы (Верхний..., 1986), для этого региона были предложены и другие варианты схем (Гражданкин, 2003; Кузнецов и др., 2015; Алексеев и др., 2022), что привело к разному пониманию стратиграфических объемов и возрастов выделенных здесь подразделений (рис. 1).

Станковский и др., 1981; Астафьев и др., 2012				Бузин, Кузьменко, 2000			Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2014				Кузнецов и др., 2015; Алексеев и др., 2022				Принятый вариант расчленения разреза												
Система	Отдел	Горизонт	Свита	Система	Отдел	Горизонт	Свита	Система	Отдел	Горизонт	Свита	Под-свита	Система	Отдел	Горизонт	Свита	Система	Отдел	Горизонт	Свита	Подсвита	Слои					
Венд	Верхний	Котлинский	Товские	Венд	Верхний	Котлинский	Падун- ская	Венд	Верхний	Беломорский	Падун- ская	Венд	Верхний	Редкинский	Усть-пинейская	Брусовская	Венд	Верхний	Редкинский	Брусовская							
			Золотиц- кие				Мезен- ская				Мезен- ская					Нюгусская				Нюгусская							
			Мель- ские													Золотицкая				Золотицкая							
			Ергин- ские													Мезен- ская/ Ергин- ская				Мезен- ская/ Ергин- ская							
	Редкинский	Усть-пинейская	Зимне- горские		Редкинский	Усть-пинейская	Зимне- горская		Редкинский	Усть-пинейская	Зимне- горская		Редкинский	Усть-пинейская	Верх- няя	Зимне- горская		Венд	Верхний	Редкинский	Зимне- горская						
			Вайзиц- кие				Верхов- ская				Верхов- ская					Верхов- ская					Верхов- ская						
			Сюзьмин- ские				Лямец- кая				Лямец- кая					Архан- гельская					Архан- гельская						
			Верхов- ская				Тамицкая				Тамицкая					Лямец- кая					Лямец- кая						
			Архан- гельская													Тамицкая					Тамицкая						
			Лямецкие																								
			Тамицкие																								

123

vv

456789

Рис. 1. Сопоставление взглядов исследователей на стратиграфическое расчленение верхневендских–нижнекембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья.

1 – редкинский горизонт, 2 – котлинский горизонт, 3 – отложения нижнего кембрия, 4 – туфы, 5 – мягкотелые организмы, 6 – *Sabellidites cambriensis*, 7 – *Diplocraterion*, 8 – *Scolithos*, 9 – местоположение изученных ассоциаций ископаемых организмов. Сокращения: R – рифей, В – верхний, Kt – котлинский горизонт.

Также неоднозначен вопрос валидности некоторых новых и принятых ранее стратонов.

В настоящей статье проведен анализ действующих и предлагаемых новых стратиграфических схем венда–кембрия Юго-Восточного Беломорья, значительно восполнен пробел в изучении состава и стратиграфического распространения ископаемых организмов в отложениях венда, а также представлены новые Rb–Sr изотопно-геохронологические данные по скв. Кепина-775, пробуренной в северо-западном борту Мезенской синеклизы (рис. 2).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР И ПРОБЛЕМЫ СТРАТИФИКАЦИИ ВЕНД-КЕМБИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Согласно последней официально принятой стратиграфической схеме (Верхний..., 1986), в Юго-Восточном Беломорье выделяются усть-пинейская свита редкинского горизонта и мезенская, падунская свиты котлинского горизонта верхнего венда (рис. 1). При этом местные стратиграфические подразделения – мезенская и падунская свиты – не имеют стратотипов (Верхний..., 1986,

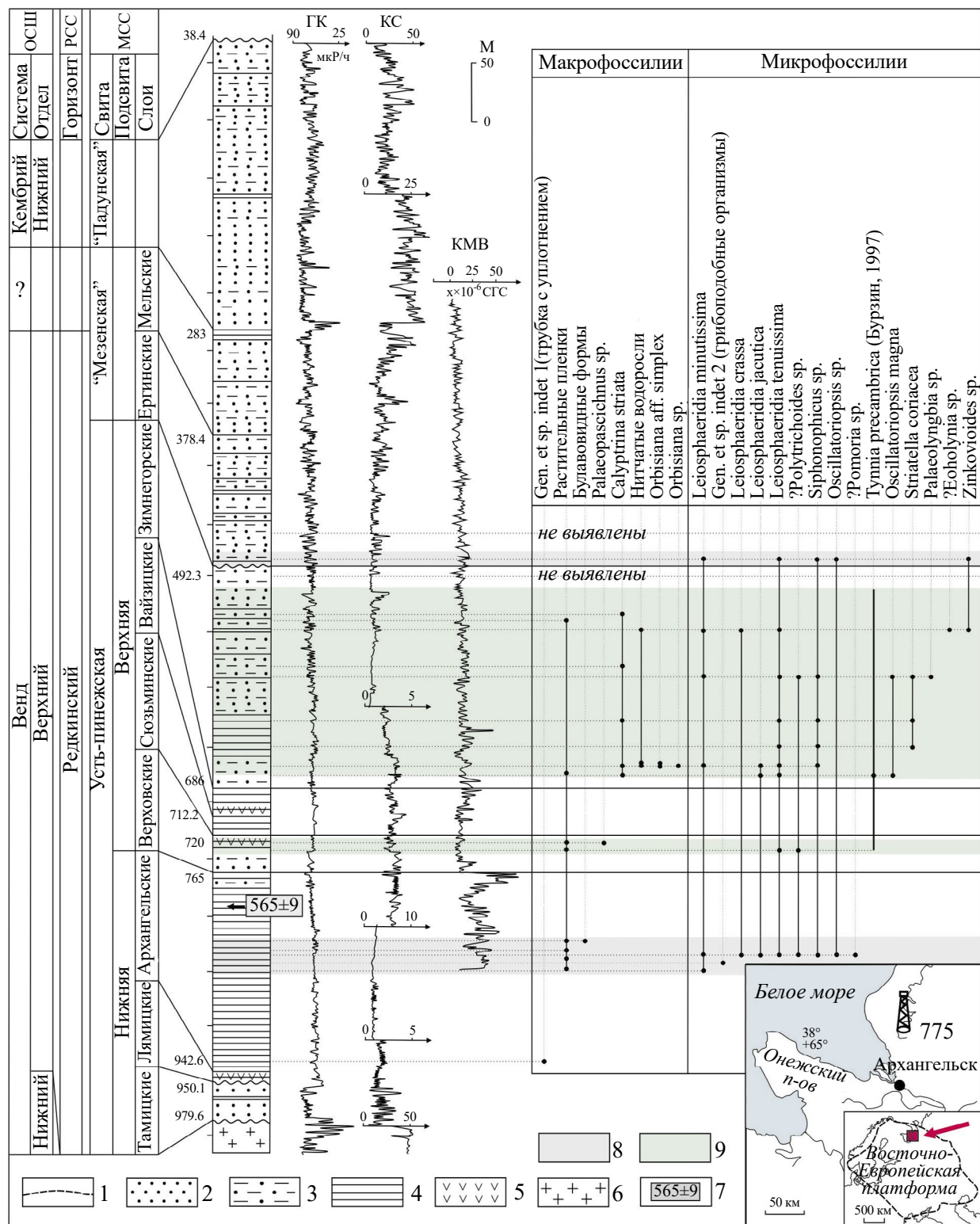


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение отложений и вертикальное распространение ископаемых организмов в разрезе скв. Кепина-775 (расчленение разреза на слои проведено по (Бурзин, Виноградов, 2004), с изменениями и дополнениями). 1 – граница Восточно-Европейской платформы, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – туфы, 6 – кристаллический фундамент, 7 – Rb–Sr возраст аутигенного 1М иллита, 8 – транзитная ассоциация ископаемых организмов, 9 – редкинская биота. Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, РСС – Региональная стратиграфическая схема, МСС – местная стратиграфическая схема, ГК – гамма-каротаж, КС – каротаж сопротивления, КМВ – каротаж магнитной восприимчивости.

с. 30–31), а название “мезенская” свита уже ранее было закреплено за верхнепермскими отложениями Мезенской синеклизы (Стратиграфический..., 1977, с. 255). Проблема валидности падуновской свиты может быть решена за счет выделения лектостратотипа – эталонного разреза, выбираемого в случае, если первичный стратотип не был указан авторами (Стратиграфический..., 2019, с. 63). Сложнее обстоит ситуация с мезенской свитой. Согласно статье XI.7 (Стратиграфический..., 2019, с. 51), “название нового стратиграфического подразделения должно отличаться от существующих названий других подразделений той же категории”. Учитывая то, что пермские и вендские отложения, выделенные в мезенскую свиту, установлены в одном регионе, к ним не может быть применено исключение из правил, согласно которому “для местных стратиграфических подразделений, распространенных в различных регионах и относимых к разным геологическим системам, допускаются гомонимы (одинаковые названия двух или нескольких стратонах)” (Стратиграфический..., 2019, с. 51–52). Это требует пересмотра названия стратона, относимого в действующей схеме 1986 г. к мезенской свите. На проблему валидности этого подразделения ранее обращал внимание Д.В. Гражданкин с соавторами (Подковыров и др., 2011).

Эдиакарские мягкотелые организмы выявлены в усть-пинезской свите и в ергинских слоях мезенской свиты Юго-Восточного Беломорья (Вендская..., 1985а, 1985б и др.). Трубочатые образования животного происхождения *Calyptrina striata* Sokolov обнаружены на Онежском п-ове, в лямических слоях усть-пинезской свиты (Bobrovskiy et al., 2022). В верховских слоях усть-пинезской свиты распространены проблематики *Orbisiana simplex* Sokolov, emend. Kolesnikov, Liu, Danelian et Grazhdankin (Бурзин, Кузьменко, 2000; Kolesnikov et al., 2018). Из скважин Архангельской области известны находки трубок *Sagrina kirsanovi* Gnilovskaya (скв. Малиновка, гл. 360 м) и *Calyptrina striata* (скв. Обозерская-1, гл. 303.5). По разным литературным данным, эти ископаемые организмы приурочены к усть-пинезской свите (Вендская..., 1985а, табл. XX, с. 205; Гниловская, 1996, рис. 1, д, е; Соколов, 1997, табл. XIV, фиг. 4) или ергинским слоям мезенской свиты (Вендская..., 1985б, с. 75, рис. 19). Из редкинского горизонта Лешуконского прогиба Мезенской синеклизы (скв. Лешуконская-1, инт. 2106–2102 м) описаны лентовидные фрагменты *Mezenia kossovoyi* Sokolov (Соколов, 1997).

Дополняют палеонтологическую характеристику усть-пинезской свиты не известные за пределами региона макроскопические водоросли *Archyfasma* Gnilovskaya, орнаментированные выростами-бугорками. Первый вид *Archyfasma dimera* Leonov описан М.В. Леоновым (Леонов, 2007) из нижней части лямических слоев, вскрытых

в обнажении около устья р. Лямца на южном берегу Белого моря. Второй таксон *Archyfasma dimera* Gnilovskaya обнаружен выше по разрезу, в архангельских слоях усть-пинезской свиты скв. Илос-776 (инт. 1187–1185 м) (Гниловская, 2003). Из верхней части лямических слоев описаны ветвящиеся от узла в основании водоросли *Eoholinia fruticulosa* A. Istchenko (Леонов, 2007; Leonov, Ragosina, 2007). Представители вида *Eoholinia fruticulosa* известны из ярышевской свиты редкинського горизонта Подолыи Украины (Гниловская и др., 1988).

По комплексам микрофоссилий усть-пинезская свита отнесена к редкинскому горизонту, а мезенская свита – к котлинскому горизонту (Сиверцева, Станковский, 1979, 1982; Сиверцева и др., 1981; Рагозина, 1984; Вендская..., 1985а). Определения микрофоссилий проводились преимущественно в 1970–1980-е годы и в значительной мере устарели. Из усть-пинезской свиты были описаны акритархи рода *Leiosphaeridia* Eisenack, emend. Downie et Sarjeant (отнесенные к невалидным в настоящее время родам *Asperatopsophosphaera*, *Favosphaeridium*, *Kildinella*, *Leiminuscula*, *Stictosphaeridium*, *Trachysphaeridium*, *Protosphaeridium*), нитчатые микрофоссилии *Siphonophycus* Schopf, emend. Knoll, Swett et Mark (ранее идентифицированные как *Leiotrichoides*), *Oscillatoriopsis* Schopf, emend. Knoll et Golubic, emend. Knoll, Swett et Mark, emend. Butterfield, *Oscillatoriopsis magna* Tynni et Donner, спирально-освернутые формы *Obruchevella parva* Reitlinger, emend. Burzin (определенные в ранних работах как *Volyniella valdaica* Assejeva), пучки трихомов *Polytrichoides lineatus* Hermann и некоторые другие таксоны (Сиверцева и др., 1981; Рагозина, 1984; Вендская..., 1985а; Микрофоссилии..., 1989; Leonov, Ragosina, 2007). В усть-пинезской свите скв. Кепина-775 (инт. 740–510.6 м) и в разрезах №№ 9522, 9506 (по Д.В. Гражданкину) на Зимнем берегу Белого моря обнаружены колонии *Tynnina precamblica* (Tynni et Donner), emend Burzin (Бурзин, 1997).

“Котлинский” набор таксонов из мезенской свиты включал виды рода *Leiosphaeridia* (определенные ранее как *Leiosphaeridia*, *Trachysphaeridium*, *Leiminuscula*, *Stictosphaeridium*), *Obruchevella parva* (*Volyniella valdaica*), *Siphonophycus* sp. (*Leiotrichoides* sp.), *Pomoria rhomboidalis* (Siverzeva), Siverzeva и др. (Сиверцева и др., 1981). В целом выявленные в усть-пинезской и мезенской свитах ассоциации микрофоссилий близки по таксономическому составу и представлены преимущественно видами широкого стратиграфического распространения. Исключение составляют микрофоссилии *Tynnina precamblica* и *Oscillatoriopsis magna*, являющиеся характерными представителями редкинских биот Восточно-Европейской платформы (ВЕП), и *Pomoria rhomboidalis*, диапазон распространения которой ограничен редкинским–котлинским

горизонтами. Анализ стратиграфического распространения последних трех таксонов приведен ниже.

В унифицированной схеме не были учтены находки раннекембрийских трубок *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky в падунской свите, вскрытой скважиной в среднем течении р. Северная Двина, у дер. Нижняя Тойма (Иголкина, 1961). Падунская свита по положению в разрезе и литологическим критериям была отнесена к венду (Верхний..., 1986).

Свиты в принятой схеме расчленяются на ряд слоев (Станковский и др., 1981; Вендская..., 1985б) или, как принято в последней легенде к геологическим картам, подсвит (Астафьев и др., 2012). При этом перевод слоев в подсвиты в работе Б.Ю. Астафьева и др. (2012) не был аргументирован.

Полученные в последние годы новые литологические, фациально-генетические, палеонтологические и изотопно-геохронологические данные позволили предложить другие варианты расчленения отложений Юго-Восточного Беломорья. В основу схем, разработанных М.Б. Бурзиным, Ю.Т. Кузьменко (2000) и Д.В. Гражданкиным (Гражданкин, 2003), легла неопубликованная рабочая схема, приведенная в производственном отчете Э.А. Кальберг и Г.К. Фрумкиной в 1950 г. (рис. 1). Объем свит в предложенных схемах был заметно изменен (в некоторых случаях в два раза) относительно заявленного в производственном отчете и принятого в последней унифицированной схеме (Гражданкин, 2003, рис. 1). Однако по Стратиграфическому кодексу (Стратиграфический..., 2019, с. 56, ст. XII.10) “при изменении объема стратиграфического подразделения его название сохраняется в том случае, если это изменение не превышает одной трети стратиграфического состава данного подразделения”. Приведенные данные требуют уточнения корректности выделения местных подразделений. Кроме того, из состава усть-пинезской свиты в схеме Д.В. Гражданкина была выведена базальная пачка тамбских песчаников, которая по литологическим характеристикам была отнесена к рифею (Гражданкин, 2003).

Для вулканических пеплов усть-пинезской и мезенской свит Юго-Восточного Беломорья было получено несколько U–Pb датировок (рис. 1), что позволило обосновать границы местных и региональных стратона (Martin et al., 2000; Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015; Yang et al., 2021). Новые изотопно-геохронологические данные имеют важное научное значение и могут быть включены в Региональную стратиграфическую схему венда Восточно-Европейской платформы нового поколения. Не менее значимым является перевод падунской свиты в нижний кембрий на основании находок илороющих организмов *Diplocraterion* (Алексеев и др., 2005; Гражданкин, Краюшкин,

2007), а также увеличение объема редкинского горизонта за счет включения в него отложений нижней части ергинской свиты (нижняя часть мезенской свиты в унифицированной схеме 1986 г.) (Grazhdankin, 2014).

Еще один вариант местной стратиграфической схемы предложен в работах А.С. Алексеева, Н.Б. Кузнецова и соавторов (Алексеев и др., 2005, 2022; Кузнецов и др., 2015) (рис. 1). В этой схеме падунская и усть-пинезская свиты переведены в ранг серий, при этом стратиграфический объем усть-пинезской серии сокращен в три раза относительно принятой схемы (Кузнецов и др., 2015). Однако по существующим правилам изменение объема подразделения более чем на одну треть от изначального объема ведет к упразднению названия этого стратона (Стратиграфический..., 2019, с. 56, ст. XII.10). В составе падунской серии А.С. Алексеевым и др. (2005) первоначально было выделено три толщи, которые затем были переведены в свиты – золотицкую, нюгусскую, брусовскую (Алексеев и др., 2022). Стратотип нюгусской свиты установлен в разрезе скв. АЛ318к (инт. 185.0–100.5 м), а брусовской свиты – в скв. АЛ308к (инт. 198.0–17.5 м) Юрско-Двинской площади, в районе рек Большая и Малая Юра, юго-восточнее г. Архангельска. В этих скважинах отсутствуют подстилающие и перекрывающие падунскую серию толщи, а нижняя золотицкая и верхняя брусовская свиты представлены не в полном объеме (Алексеев и др., 2022, рис. 2, 3). Золотицкой свите соответствуют выделенные ранее золотицкие слои, развитые на Беломорско-Кулойском плато, в среднем течении р. Золотица. Стратотип золотицкой свиты не установлен. В средней-верхней частях нюгусской свиты обнаружены трубчатые образования *Sabellidites cambriensis*, *Platysolenites antiquissimus* Eichwald и следы зарывания *Diplocraterion*, *Skolithos*. Ихнофоссилии *Diplocraterion parallelum* Torell, *Diplocraterion*, *Skolithos* также известны из вышележащих отложений брусовской свиты. Эти находки позволили А.С. Алексееву и др. (2022) отнести падунскую серию к нижнему кембрию.

Исходя из всего сказанного, в настоящей работе мы принимаем усть-пинезскую свиту в объеме, принятом в унифицированной схеме 1986 г. (Верхний..., 1986). Этот вариант представляется нам наименее противоречивым и в большей степени соответствует требованиям Стратиграфического кодекса. Выделенная выше по разрезу “мезенская” свита приведена в кавычках. Мы предполагаем, что это название должно быть упразднено. Замени названия “мезенская” свита на ергинская свита (Гражданкин, 2003) считаем не вполне удачной. В предложенной Д.В. Гражданкиным схеме стратиграфический объем ергинской свиты увеличен в два раза относительно заявленного ранее объема ергинских слоев, что также требует упразднения

этого названия (Стратиграфический..., 2019, с. 56, ст. XII.10). Возможно, для этой части разреза следует предложить новое название либо выделить две свиты, соответствующие по стратиграфическому объему ергинским и мельским слоям. Последнее вполне может быть оправданно, если в результате дополнительных исследований окажется, что ергинские и мельские слои имеют разный возраст либо относятся к двум разным седиментационным циклам. Учитывая то, что мельские слои сложены преимущественно красноцветными породами, основной акцент палеонтологических исследований должен быть направлен на поиск ихнофоссилий, обильные находки которых известны из вышележащей падунской свиты. Мы также пока оставляем название “падунская” свита, но приводим его в кавычках. “Падунская” свита, так же как и недавно выделенная на этом стратиграфическом уровне новая золотицкая свита, не имеет стратотипов, что требует поиска новых опорных разрезов, которые позволят установить лектостратотипы местных подразделений.

Ниже в работе приведены новые палеонтологические и изотопно-геохронологические данные для терригенных отложений венда скв. Кепина-775.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА СКВ. КЕПИНА-775

Материал и методика изучения ископаемых организмов

Для микропалеонтологического исследования было отобрано 13 образцов из сероцветных, зеленоцветных аргиллитов и алевролитов усть-пинежской и нижней части “мезенской” свит скв. Кепина-775. Верхняя большая часть “мезенской” свиты сложена преимущественно красноцветными терригенными породами, неблагоприятными для поиска микрофоссилий. Все пробы прошли обработку в концентрированной плавиковой (HF) и 10%-ной соляной (HCl) кислотах по методике, разработанной, а впоследствии усовершенствованной в ИГГД РАН (Герман, 1974; Голубкова и др., 2021б). Полученный органоацерат был изучен под биноклем Bresser Advance ICD. Органические остатки отбирали пипеткой на предметное стекло и консервировали полиэстером Eukitt. Дальнейшее изучение и фотографирование микрофоссилий проводилось под биологическим микроскопом AxioScope.A1 (Carl Zeiss) с использованием камеры AxioCam MRc5. Дополнительно было проведено изучение макроскопических ископаемых организмов, отобранных в 1990-е годы из скв. Кепина-775 (сборы М.Б. Гниловской). Коллекции макрофоссилий (коллекция № АО-1990-775) и постоянных палеонтологических препаратов, содержащих микрофоссилии (коллекция № АО-2023-775), хранятся

в Лаборатории литологии и биостратиграфии ИГГД РАН.

Микро- и макроскопические ископаемые организмы обнаружены в нижней части разреза скв. Кепина-775, в интервале 935–485.2 м (рис. 2).

Литологическое расчленение и вертикальное распространение ископаемых организмов в разрезе скв. Кепина-775

Местные стратиграфические подразделения в Юго-Восточном Беломорье выделяются по литологическим признакам, смене окраски пород, а также присутствию трех туфогенных прослоев в лямичских, верховских и вайзицких слоях усть-пинежской свиты. Вайзицкие слои не всегда распознаются в разрезах скважин (например, скв. Степановка-773 и Илос-776). Для большинства глубоких скважин выполнена серия геофизических исследований, включающих ГК (гамма-каротаж), КС (каротаж сопротивления), КМВ (каротаж магнитной восприимчивости), АК (акустический каротаж), что в комплексе с прямым изучением керна позволяет более корректно расчленять венд-кембрийские отложения.

В скв. Кепина-775 верхневендские отложения с размывом залегают на породах фундамента и не согласно перекрываются нижнекембрийскими толщами “падунской” свиты (рис. 2). В разрезе скважины выделяются (снизу вверх):

Усть-пинежская свита (мощность 487.3 м). Название свиты дано по пос. Усть-Пинега, Архангельская область (Стратиграфический..., 1994). Стратотип свиты установлен в инт. 826.15–519.7 м скв. Усть-Пинега. В составе усть-пинежской свиты выделены две ритмично сложенные и трансгрессивно построенные подсвиты. В основании каждого ритма залегает базальный горизонт сероцветных песчаников с прослоями алевролитов, которые выше по разрезу перекрываются толщей переслаивания пестроцветных алевролитов и аргиллитов (рис. 2). Для нижней подсвиты усть-пинежской свиты характерны высокие значения магнитной восприимчивости, которые составляют до $70\text{--}100 \times 10^{-6}$ ед. СИ (скв. Светлая-570, Чидвия-770, Ижмозерская-771, Верхняя Кепина-772, Золотица-774, Кепина-775). Этот же параметр для верхней подсвиты усть-пинежской свиты и “мезенской” свиты изменяется в пределах $10\text{--}40 \times 10^{-6}$ ед. Полученные данные подтверждаются результатами температурного размагничивания пород, что в целом указывает на разные окислительно-восстановительные условия формирования нижней и верхней частей вендского разреза.

Нижняя подсвита усть-пинежской свиты (мощность 214.6 м) сложена тамбичскими, лямичскими и архангельскими слоями (рис. 2). В отличие от предлагаемых ранее разбивок (Бурзин, Виноградов,

2004), объем архангельских слоев сокращен за счет включения верхней пачки переслаивания песчаников и алевролитов в верховские слои.

Тамицкие слои (мощность 29.5 м). Песчаники светло-серые, средне- и крупнозернистые, полевошпат-кварцевые, с прослоями серо-зеленых и коричневых алевролитов.

Лямыцкие слои (мощность 7.5 м). Пачка переслаивания светло-зеленых и темно-коричневых, параллельно- и тонкослоистых плотных аргиллитов.

Архангельские слои (мощность 177.6 м). Аргиллиты с прослоями алевролитов. Аргиллиты зеленые, серо-зеленые, плотные, параллельно-слоистые. Местами отмечаются кристаллы пирита. Алевролиты зеленые, серо-зеленые, с пластинчатой отдельностью и примесью слюды.

В архангельских слоях (инт. 848.4–827.5 м) обнаружены транзитные гладкостенные сфероморфные акритархи *Leiosphaeridia crassa* (Naumova), emend. Jankauskas, *L. jacutica* (B.V. Timofeev), emend. Mikhailova et Jankauskas (табл. I, фиг. 2), *L. minutissima* (Naumova), emend. Jankauskas (табл. I, фиг. 5), *L. tenuissima* Eisenack (табл. I, фиг. 3), образующие скопления мелко- и среднеразмерные цианобактерии (диаметр трихома 5–25 мкм) *Oscillatoriaopsis* sp. (табл. I, фиг. 6), предполагаемые цианобактерии бесклеточного строения *Siphonophycus* sp., неопределимые пучки нитчатых водорослей и органические пленки. На гл. 827.5 м обнаружен один экземпляр нитчатой формы, на поверхности которой распознается не явно выраженная ромбическая штриховка (табл. II, фиг. 7). Эта форма под вопросом отнесена к роду *Pomoria* Siverzeva et Jankauskas.

В инт. 838.6–835.2 м выявлены неизвестные ранее многократно и нерегулярно ветвящиеся образования, отнесенные к Gen. et sp. indet 2 (табл. III, фиг. 1–4). Микрофоссилии сохраняются в виде отдельных фрагментов, в том числе зафиксированных на органических пленках (табл. III, фиг. 1, 3а, 4). Подобный план строения характерен для мицелия низших грибов. На этом стратиграфическом уровне также распространены крупные (500–1000 мкм) одиночные нитчатые микрофоссилии (табл. III, фиг. 5, 6). По органическим пленкам и нитчатым микрофоссилиям развиты сфероморфные образования двух типов. К первому типу отнесены относительно крупные (20–30 мкм) сферические, овальные и двоянные оболочки, возможно находящиеся в стадии деления (табл. III, фиг. 6б-1, 6в-1). Второй тип микрофоссилий представлен скоплениями мелких (около 10 мкм) форм, состоящих из более плотного “внутреннего тела” или сколлапсированного органического вещества и внешней тонкой оболочки (табл. III, фиг. 6б-2).

Макроскопические ископаемые организмы представлены двумя нитевидными формами

с булавовидными окончаниями (табл. IV, фиг. 8) и фрагментом линейно вытянутого организма с характерным сосочковидным окончанием (табл. IV, фиг. 7). Последний таксон отнесен к Gen. et sp. indet 1.

Верхняя подсвета усть-пинежской свиты (мощность 272.7 м) сложена верховскими, сюзьминскими, вайзицкими и зимнегорскими слоями (рис. 2).

Верховские слои (мощность 45 м). В нижней части интервала залегают песчаники с прослоями алевролитов, которые выше по разрезу переходят в аргиллиты. Песчаники серые, мелкозернистые, кварцевые, цемент карбонатный порового типа. Алевролиты серо-зеленые, с примесью слюды. Аргиллиты зеленые, коричневые, горизонтально- и тонкослоистые, с прослоями (0.1–4 см) пепловых туфов светло-зеленого и красно-сиреневого цвета.

В верховских слоях (инт. 734.1–734 м) обнаружены единичные микрофоссилии *Leiosphaeridia tenuissima*, неопределимые пучки трихомов, органические пленки и макроскопические остатки *Palaeopascichnus Pali*j (рис. 2; табл. IV, фиг. 2). Дополняют микропалеонтологическую характеристику разреза скв. Кепина-775 сферические колонии *Tynnina precamblica*, описанные М.Б. Бурзиным (1997) из инт. 740–510.6 м и обнаруженные нами в вышележащих зимнегорских слоях (рис. 2).

Сюзьминские слои (мощность 7.8 м). Аргиллиты серо-зеленые, светло-коричневые, горизонтально- и тонкослоистые.

Вайзицкие слои (мощность 26.2 м). Аргиллиты серо-зеленые, светло-коричневые, темно-коричневые, тонкослоистые, в подошве с прослоями (0.1–3 см) туфов светло-зеленого и красно-сиреневого цвета.

Зимнегорские слои (мощность 193.7 м). Пачка переслаивания аргиллитов и алевролитов с единичными прослоями песчаников. Аргиллиты серо-зеленые, голубовато-зеленые, линзовидно-слоистые, реже параллельно-слоистые, с мелкими кристаллами пирита. Алевролиты темно-зеленые, реже светло-коричневые, тонкослоистые. Песчаники серые, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые с примесью слюды. В инт. 618–590 м породы содержат карбонатный цемент.

Максимальное разнообразие ископаемых организмов выявлено в зимнегорских слоях, инт. 677–539 м (рис. 2). Микрофоссилии представлены акритархами *Leiosphaeridia jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, колониями *Tynnina precamblica* (табл. I, фиг. 4), нитчатыми микрофоссилиями *Palaeolynghya Schopf*, emend. Butterfield, Knoll et Swett (табл. II, фиг. 8), *Siphonophycus* sp. и крупными (60–90 мкм) цианобактериями *Oscillatoriaopsis magna* (табл. II, фиг. 3), *Striatella coriacea* Assejeva (табл. II, фиг. 1, 2, 4, 5). Массовое распространение

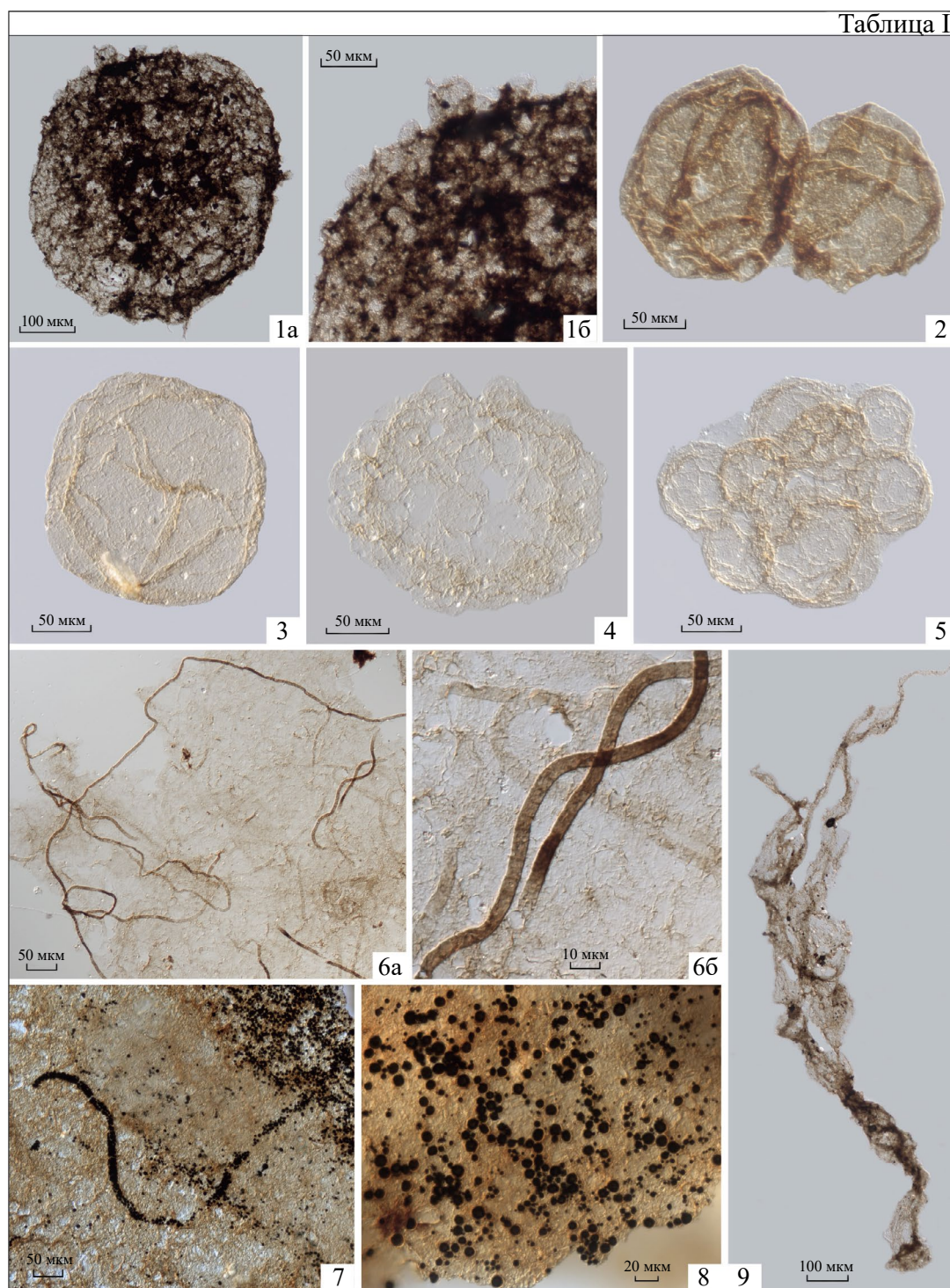
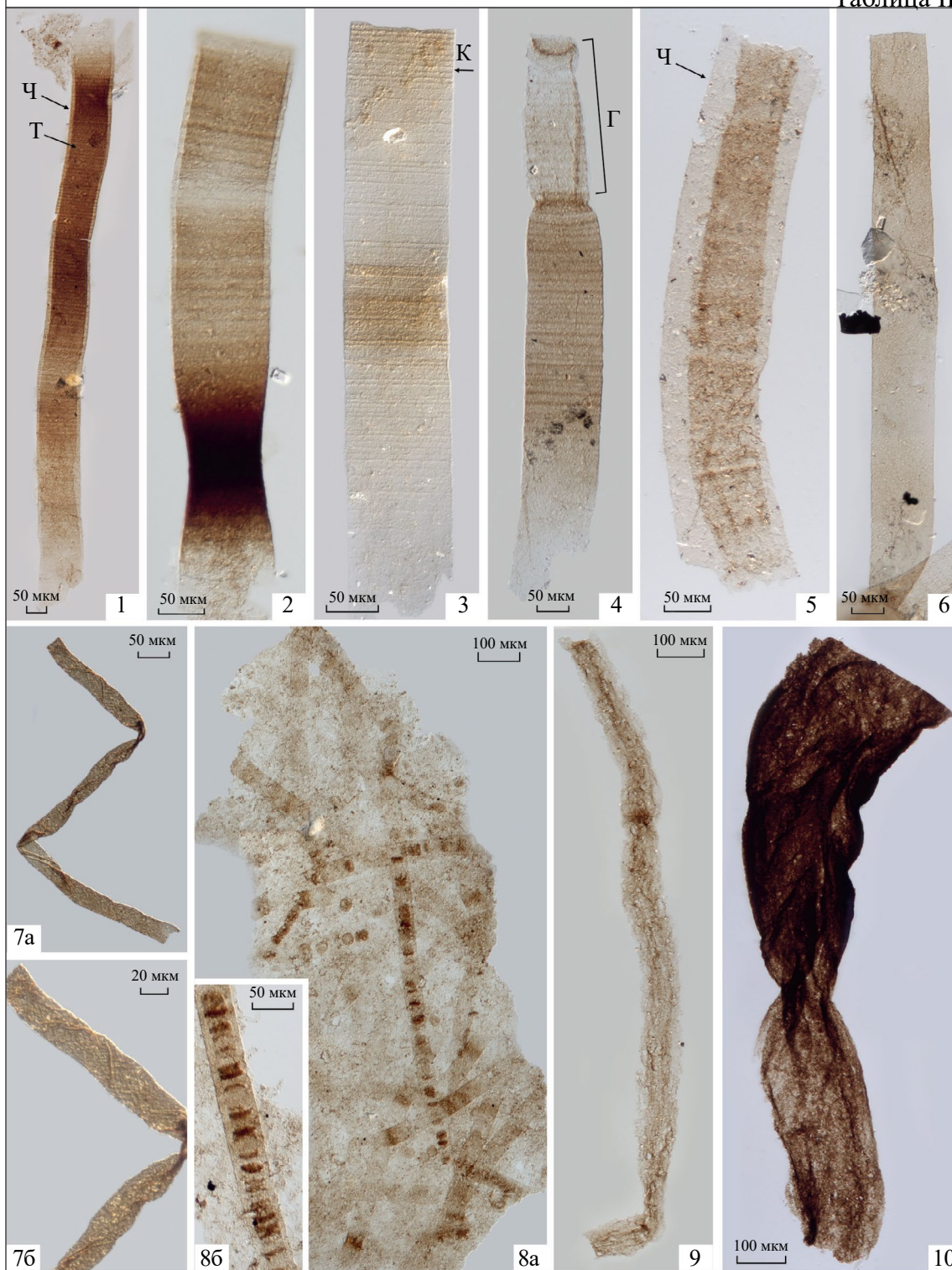


Таблица I. Редкинские микрофоссилии.

1 – сфероморфная оболочка, орнаментированная нерегулярно расположенными выростами-бугорками; инт. 671–668 м, обр. Г-90-24, преп. 24/14; 2 – *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev), emend. Mikhailova et Jankauskas; инт. 830–827.5 м, обр. Г-90-34, преп. 34/2; 3 – *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack; гл. 677 м, обр. Г-90-27, преп. 27/2; 4 – *Tynnina precambrica* (Tynni et Donner), emend. Burzin; гл. 677 м, обр. Г-90-27, преп. 27/2; 5 – скопление оболочек *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova), emend. Jankauskas; инт. 830–827.5 м, обр. Г-90-34, преп. 34/2; 6 – скопления (?маты) цианобактерий *Oscillatoria* Schopf, emend. Knoll et Golubic, emend. Knoll, Swett et Mark, emend. Butterfield, зафиксированные на органической пленке; инт. 830–827.5 м, обр. Г-90-34, преп. 34/2; 7 – ?нитчатые серные бактерии *Zinkovioidea* Hermann, распространенные по органическим пленкам; инт. 547–542 м, обр. Г-90-10, преп. 10/2; 8 – ?колониальные серные бактерии, развитые по органическим пленкам; инт. 547–542 м, обр. Г-90-10, преп. 10/2; 9 – собранная в розетку нитчатая водоросль, ветвящаяся от узла в основании; инт. 671–668 м, обр. Г-90-24, преп. 24/1.

Таблица II

**Таблица II.** Редкинские микрофоссилии.

1, 2, 4, 5 – *Striatella coriacea* Assejeva; инт. 580–579 м, обр. Г-90-12: 1, 2, 4 – преп. 12/1, 5 – преп. 12/3; 3 – *Oscillatorioopsis magna* Tynni et Donner; инт. 580–579 м, обр. Г-90-12, преп. 12/1; 6 – *Siphonophycus* Schopf, emend. Knoll, Swett et Mark; инт. 580–579 м, обр. Г-90-12, преп. 12/1; 7 – ?*Pomoria* Siverzeva et Jankauskas; гл. 827.5 м, обр. Г-90-34, преп. 34/2; 8 – скопление нитчатых микрофоссилий ?*Palaeolynghya* Schopf, emend Butterfield, Knoll et Swett, сохранившихся на органической пленке; инт. 580–579 м, обр. Г-90-12, преп. 12/3; 9, 10 – не идентифицированные нитчатые микрофоссилии: 9 – гл. 827.5 м, обр. Г-90-34, преп. 34/4, 10 – инт. 671–668 м, обр. Г-90-24, преп. 24/1. Сокращения: Т – трихом, Ч – чехол, К – клетки, Г – гормогония.

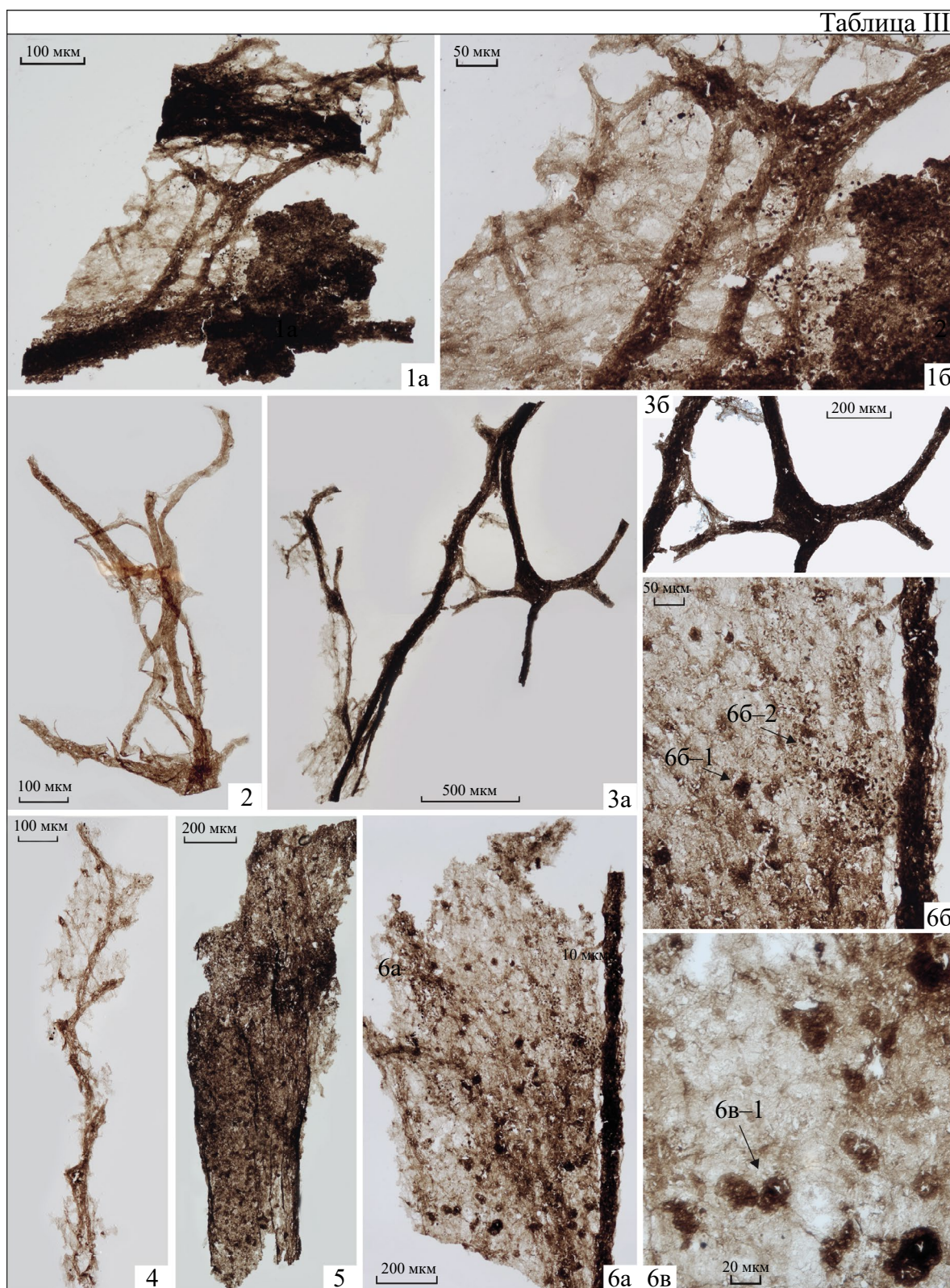


Таблица III. Редкинские микрофоссилии.

1–4 – Gen. et sp. indet 2, предполагаемый мицелий грибов; инт. 838.6–835.2 м, обр. Г-92-3, 1, 2 – преп. 3/1, 3, 4 – преп. 3/3; 5, 6 – ?колониальные микрофоссилии, представлены разнообразными по форме, в том числе находящимися в стадии деления, крупными оболочками (6б-1, 6в-1) и более мелкими формами, состоящими из более плотного “внутреннего тела” и внешней тонкой оболочки (6б-2), распространены по нитчатым микрофоссилиям (5, 6а); инт. 838.6–835.2 м, обр. Г-92-3: 5 – преп. 3/7, 6 – преп. 3/1.

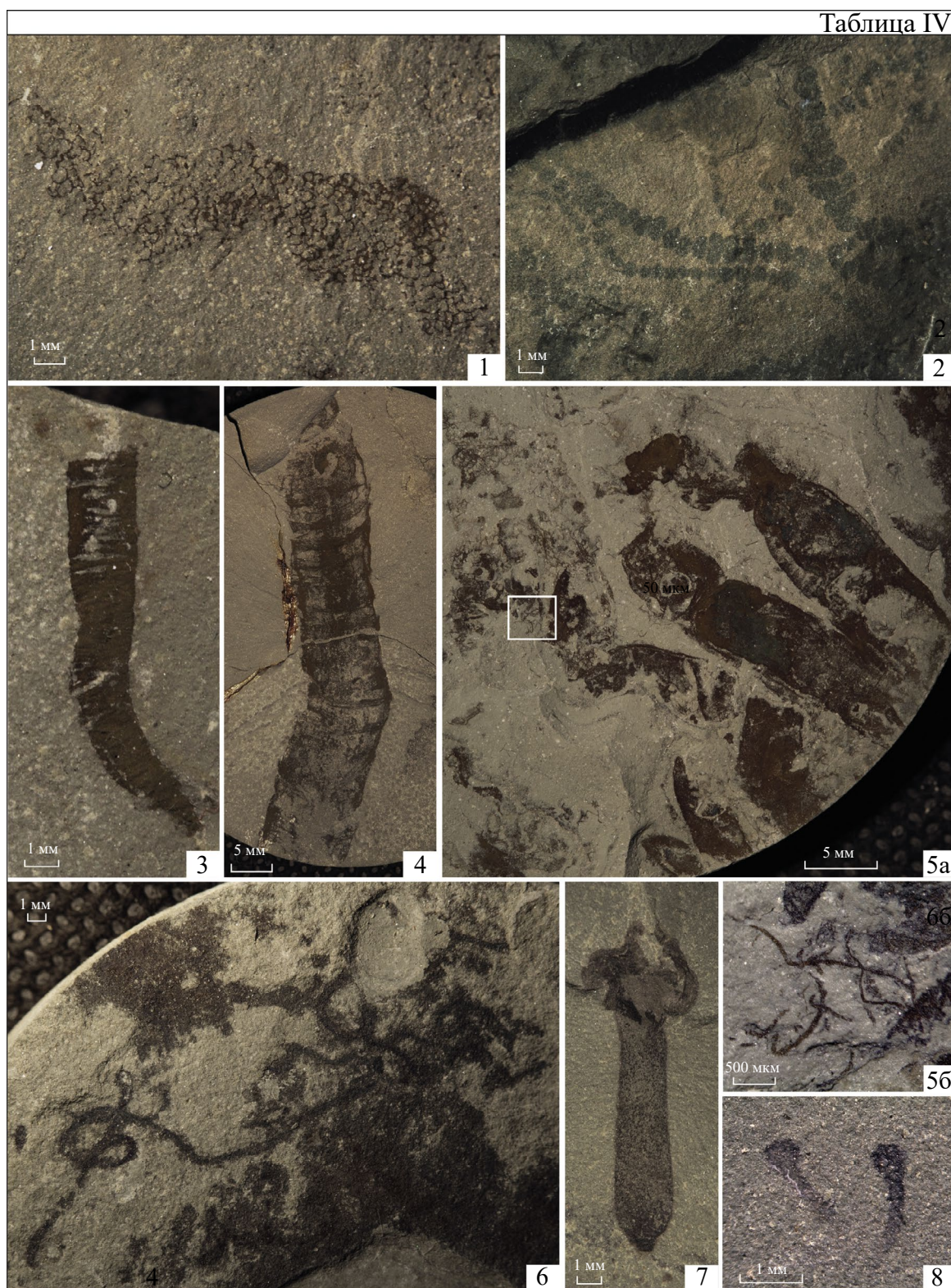


Таблица IV. Редкинские макроскопические ископаемые организмы.

1 – *Orbisiana* aff. *simplex* Sokolov, emend Kolesnikov, Liu, Danelian et Grazhdankin; гл. 669 м, обр. Г-90-25; 2 – *Palaeopascichnus* Palij; гл. 734.1 м, обр. Г-90-30; 3–5а – *Calyptina striata* Sokolov, 56 – скопления (?маты) нитчатых микрофоссилий; 3 – гл. 668 м, обр. Г-90-23, 4 – инт. 579–580 м, обр. Г-90-12, 5 – гл. 539 м, обр. Г-90-9; 6 – крупные, плавно изгибающиеся макроскопические нитчатые водоросли; инт. 542–547 м, обр. Г-90-10; 7 – Gen. et sp. indet 1, линейно вытянутый фрагмент с плавно закругленным уплотненным сосочковидным окончанием; инт. 935–930 м, обр. Г-90-29; 8 – два фрагмента вытянутых в длину объектов, одно из окончаний которых заканчивается булавовидным расширением; инт. 822.8–818 м, обр. Г-92-5.

Striatella, *Oscillatoria* и *Palaeolynx* отмечается в инт. 580–579 м. На этом уровне также обнаружены трихомы, распадающиеся на отдельные гормогонии (табл. II, фиг. 4), что указывает на их размножение.

В образце, отобранном в инт. 671–668 м, встречена неидентифицированная крупная оболочка, орнаментированная редкими, нерегулярно расположенными выростами (табл. I, фиг. 1). Окончание выростов плавно закругленное. Похожий план строения имеет форма, обнаруженная нами в могилевской свите редкинского горизонта Подолии Украины (Golubkova et al., 2023, pl. 1, fig. 3). На этом уровне также найден один экземпляр нитчатой водоросли, предположительно ветвящейся от узла в основании (табл. I, фиг. 9).

Выше по разрезу, в инт. 547–542 м, обнаружено несколько фрагментов водорослей с ветвлением. Качество сохранности материала не позволяет проанализировать морфологию этих ископаемых организмов. Выявленные формы отнесены под вопросом к роду *Eoholynia* Gnilovskaya. В верхней части усть-пинезской свиты распространены нитчатые микрофоссилии *Zinkovoides* Hermann (табл. I, фиг. 7) и сферические образования черного цвета, образующие скопления на органических пленках (табл. I, фиг. 8). Исследования близких по морфологии форм на электронном микроскопе из разрезов редкинского горизонта Восточно-Европейской платформы (Голубкова и др., 2021б; Golubkova et al., 2023 и др.) показали, что нитчатые и сферические образования содержат кристаллы пирита. Эти микрофоссилии сопоставляются М.Б. Бурзиным (1998) с серными бактериями – деструкторами. В составе органомацерата образцов, отобранных в инт. 677–542 м, присутствовал рассеянный пирит, что указывает на восстановительные условия в осадке.

Характерными представителями зимнегорской биоты являются макроскопические трубки *Calyptina striata* Sokolov (табл. IV, фиг. 3–5). Спорадически встречаются крупные (табл. IV, фиг. 6, до 1 мм в диаметре) и мелкоразмерные (табл. IV, фиг. 5б, до 150 мкм в диаметре) лентовидные, не ветвящиеся нитчатые водоросли и пиритизированные органические пленки. В инт. 671–668 м обнаружены линейно вытянутые, многорядные кольцевидные образования *Orbisiana* aff. *simplex* Sokolov, emend Kolesnikov, Liu, Danelian et Grazhdankin (табл. IV, фиг. 1) и распространенные по поверхности субстрата колонии кольцевых структур, отнесенные к роду *Orbisiana* Sokolov.

“Мезенская” свита (мощность 209.3 м). Название свиты дано по р. Мезень Архангельской области (Стратиграфический..., 1994). Свита выделена в 1986 г. без указания стратотипа (Верхний..., 1986, с. 30–31). Термин имеет старший гомоним

в верхнем палеозое того же района (Стратиграфический..., 1977, с. 255). “Мезенская” свита несогласно залегает на усть-пинезской свите и по литологическим признакам расчленяется на ергинские и мельские слои.

Ергинские слои (мощность 113.9 м). Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники коричнево-серые, реже бледно-зеленые, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые с примесью слюды, цемент карбонатно-железисто-глинистый. Алевролиты темно-коричневые, реже красно-коричневые, массивные, тонкослоистые, с пластинчатой отдельностью и полосами осветления по напластованию. Аргиллиты темно-коричневые, синевато-зеленые, тонко- и линзовидно-слоистые.

Отложения “мезенской” свиты содержат единичные таксоны. На гл. 485.2 м обнаружены акридархи *Leiosphaeridia minutissima*, *L. tenuissima*, нитчатые микрофоссилии *Siphonophycus* sp., *Oscillatoria* sp., предполагаемые нитчатые (*Zinkovoides* sp.) и колониальные серные бактерии и органические пленки. Эти формы проходят из отложений усть-пинезской свиты. В органомацерате присутствовал пирит.

Выше по разрезу, на гл. 458.5 м, микрофоссилии не выявлены. Образец был отобран из пачки бордовых аргиллитов и алевролитов с единичными прослоями сероцветных аргиллитов.

Мельские слои (мощность 95.4 м). Переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов. Песчаники серо-коричневые, мелкозернистые, кварцевые с примесью слюды и карбонатного цемента. В подошве песчаники бледно-зеленые, тонкослоистые, полевошпат-кварцевые. Аргиллиты красно-коричневые, коричнево-кирпичные, в кровле слабо брекчированные. Алевролиты красно-коричневые, вишнево-коричневые, тонкослоистые с зонами осветления.

“Падунская” свита (мощность 244.4 м). Название свиты дано по р. Падун Архангельской области (Стратиграфический..., 1994). Стратотип свиты не указан (Верхний..., 1986, с. 31). В разрезе скв. Кепина-775 вскрыта нижняя часть “падунской” свиты – золотицкие слои. Свита сложена серо-коричневыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с единичными прослоями красно-коричневых алевролитов. Цемент карбонатно-глинистый контактово-порового типа. Песчаники содержат до 1% слюды, ориентированной параллельно плоскостям напластования. “Падунская” свита со стратиграфическим несогласием перекрывается песчаниками урзугской свиты среднего карбона.

*Анализ стратиграфического распространения
выявленных ископаемых организмов*

За пределами изученного региона крупные цианобактерии *Striatella coriacea* обнаружены в гаврилов-ямской, непейцинской и макарьевской свитах редкинских горизонтов Московской синеклизы России (Вендская..., 1985а; Микрофоссилии..., 1989; Стратиграфическая..., 1996). На территории Беларуси виды *Striatella coriacea*, *Oscillatoriaopsis magna* известны из селявской свиты Латвийской седловины (Голубкова и др., 2022) и черницкой свиты Оршанской впадины (Голубкова и др., 2021б) редкинских горизонтов. Также их находки отмечаются в разрезах редкинских горизонтов Подолии Украины и Молдавии (Асеева, Великанов, 1983; Вендская..., 1985б; Соколов, 1997).

Колонии *Tynnina presambrica* являются характерными представителями редкинских биот Восточно-Европейской платформы. Они найдены в старорусской свите Ленинградской области России, селявской, черницких свитах севера Беларуси (Голубкова и др., 2021б, 2022), ярышевской свите Подолии Украины (Śröder et al., 2023). Колониальные формы, близкие к *Tynnina presambrica*, обнаружены недавно в эдиакарии Финляндии (Willman, Slater, 2021).

Нитчатые микрофоссилии с ромбической штриховкой *Pomoria rhomboidalis* широко распространены в котлинском горизонте ВЕП. Они известны из скважин Московской синеклизы (Стратиграфическая..., 1996) и Лужско-Ладужской моноклинали (Голубкова и др., 2020) России, Латвийской седловины севера Беларуси (Голубкова и др., 2022), юго-запада Украины (Стратиграфія..., 2013), скв. Нарва Эстонии и скв. Балтанава Латвии (Волкова и др., 1979; Вендская..., 1985а). На территории Беларуси микрофоссилии *Pomoria rhomboidalis* также обнаружены в нижележащих отложениях редкинских горизонтов (Махнач и др., 2005; Пискун, 2013). В Архангельской области представители *Pomoria rhomboidalis* известны из ергинских слоев “мезенской” свиты скв. 235, 247, 271 (Вендская..., 1985а). Форма, близкая к роду *Pomoria*, обнаружена нами в усть-пинезской свите (настоящая работа).

Предполагаемые серные бактерии *Zinkovioidea* описаны из редкинских горизонтов ярышевской свиты Украины (Вендская..., 1985а; Соколов, 1997), гаврилов-ямской свиты Московской синеклизы (Стратиграфическая..., 1996; Бурзин, 1998), старорусской свиты Ленинградской области (Голубкова и др., 2018, 2021а) и селявской, черницкой свит севера Беларуси (Голубкова и др., 2021б, 2022).

Макроскопические водоросли *Eoholynia mosquensis* Gnizlovskaya и трубки *Calyptrina striata* известны из редкинских горизонтов Московской синеклизы (Гниловская и др., 1988; Гниловская, 1996; Стратиграфическая..., 1996; Соколов, 1997).

Кольцевидные колонии рода *Orbisiana* обнаружены в гаврилов-ямской свите редкинских горизонтов Московской синеклизы, в редкинском горизонте севера, северо-запада европейской части России (Стратиграфическая..., 1996; Соколов, 1997; Голубкова и др., 2018, 2021а; Kolesnikov et al., 2018) и в эдиакарии Южного Китая (Wan et al., 2014). Остальные таксоны имеют более широкий стратиграфический интервал распространения.

Таким образом, в отложениях усть-пинезской свиты скв. Кепина-775 достаточно уверенно распознается редкинская ассоциация ископаемых организмов, тогда как “мезенская” биота представлена преимущественно транзитными микрофоссилиями. В зимнегорских слоях усть-пинезской свиты и в ергинских слоях “мезенской” свиты обнаружены предполагаемые серные бактерии *Zinkovioidea*, характерные для редкинских горизонтов Восточно-Европейской платформы, а также отдельные кристаллы пирита, что указывает на восстановительные условия в осадке.

Rb—Sr ИЗОТОПНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ИЛЛИТА

Аргиллиты, как правило, включают смесь детритовых и аутигенных генераций иллита, образованных в разное время и различных по составу (Gorokhov et al., 1994; Горохов, 1996; Clauer, Chaudhuri, 1995). Детритовая генерация представляет собой продукты области размыва, а аутигенные генерации образуются на различных стадиях диагенеза осадка (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 2002, 2007, 2019). Это позволяет определять возраст той или иной генерации иллита при условии выделения ее в качестве конечного члена глинистой смеси.

В работе проведено минералого-кристаллохимическое и Rb—Sr изотопно-геохронологическое изучение образца аргиллита, отобранного из архангельских слоев усть-пинезской свиты скв. Кепина-775 (инт. 792—793 м). Из породы была выделена двухмикронная глинистая фракция, которая была разделена на несколько более мелких глинистых субфракций (СФ): 1—2, 0.6—1, 0.3—0.6, 0.2—0.3, 0.1—0.2 и < 0.1 мкм. Анализ минералогических данных показал, что “мелкозернистые” СФ (0.2—0.3, 0.1—0.2 и < 0.1 мкм) состоят преимущественно из иллит-сметита политипной модификации 1M_d с примесью 1M иллита и хлорита. Относительно “крупнозернистые” СФ (1—2, 0.6—1, 0.3—0.6 мкм) представлены 1M иллитом с незначительной примесью детритового 2M₁ иллита и хлорита. Стандартизированный индекс кристалличности Кюблера (CIS) иллит-сметита “мелкозернистых” СФ увеличивается с уменьшением размера частиц от 1.56° до 1.98° и в целом характерен для зоны диагенеза-катагенеза.

Выделенные СФ обрабатывали 1N HCl, а полученные триплеты (необработанная СФ – кислотная вытяжка – остаток от выщелачивания) изучали Rb–Sr методом по стандартной методике, разработанной в ИГГД РАН (Горохов и др., 2002, 2019). Содержания изотопов Rb и Sr, а также их отношения приведены в табл. 1.

В СФ по мере уменьшения размеров частиц от 1–2 до < 0.1 мкм, доля Rb, переходящего в кислотную вытяжку, увеличивается от 0.94 до 1.54%, как и доля Sr – от 15.32 до 61.65%. Наблюдается плавное изменение содержаний элементов с уменьшением размера частиц СФ: в необработанной СФ содержание Sr уменьшается от 113 до 45 мкг/г (здесь и далее содержания указаны в расчете на 1 г

необработанной СФ), а Rb увеличивается от 107 до 169 мкг/г.

Изотопные отношения в необработанных СФ и остатках от выщелачивания также плавно меняются с уменьшением размера частиц. В необработанных СФ отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ увеличивается от 2.749 до 10.123, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.73989 до 0.78034; в остатках от выщелачивания – отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ увеличивается от 3.231 до 26.007, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.74467 до 0.88473. В координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $1/\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ расположения точек необработанных СФ и силикатных остатков близки к линейным (рис. 3а, 3б). Для “крупнозернистых” СФ также наблюдается плавное изменение значений первичных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ от

Таблица 1. Rb–Sr аналитические данные и Rb–Sr изохронный возраст тонкозернистых субфракций иллита, выделенных из аргиллита усть-пинезской свиты

СФ, мкм	Препарат и доля выщелока*	Политип, CIS	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb–Sr изохронный возраст, млн лет	Первичные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀
<0.1	W	1M _d (1.98)	156	45.0	10.123	0.78034	457 ± 6	0.7146 ± 0.0004
	R		157	17.8	26.007	0.88473		
	L		2.41	27.7	0.2519	0.71631		
	q, %		1.5	61.6				
0.1–0.2	W	1M _d (1.50)	169	59.9	8.231	0.77485	518 ± 8	0.7142 ± 0.0003
	R		166	31.2	15.509	0.82892		
	L		2.97	28.6	0.3006	0.71640		
	q, %		1.8	47.7				
0.2–0.3	W	1M _d (1.50)	158	57.4	8.029	0.77716	539 ± 10	0.7150 ± 0.0004
	R		156	34.7	13.12	0.81504		
	L		2.55	23.1	0.3206	0.71739		
	q, %		1.6	40.2				
0.3–0.6	W	1M ((2M ₁))	145	62.7	6.743	0.77070	565 ± 9	0.7160 ± 0.0002
	R		143	42.9	9.697	0.79357		
	L		1.66	20.0	0.2402	0.71790		
	q, %		1.2	31.9				
0.6–1	W	2M ₁ = 1M	126	63.4	5.787	0.76679	627 ± 6	0.7152 ± 0.0002
	R		124	47.5	7.611	0.78363		
	L		1.31	16.5	0.2294	0.71725		
	q, %		1.1	26.0				
1–2	W	2M ₁ = 1M	107	113.0	2.749	0.73989	689 ± 10	0.7129 ± 0.0003
	R		106	95.1	3.231	0.74467		
	L		1.00	17.3	0.1678	0.71451		
	q, %		0.9	15.3				

Примечание. *W – субфракция, не обработанная выщелачивающим реагентом, R – остаток от выщелачивания; L – вытяжка, q – доля выщелоченного элемента ($q = L/W \times 100$). Содержания Rb, Sr в вытяжках приведены в расчете на 1 г необработанной субфракции.

0.7129 (СФ 1–2 мкм) до 0.7160 (СФ 0.3–0.6 мкм) (рис. 3в). Возрасты, вычисленные из наклонов “внутренних Rb–Sr изохрон” (рис. 4), постепенно уменьшаются от 689 млн лет для СФ 1–2 мкм до 457 млн лет для СФ < 0.1 мкм.

Совокупность этих зависимостей позволяет предполагать, что силикатные остатки от выщелачивания “мелкозернистых” СФ образованы смесью двух низкотемпературных генераций иллита с различающимися концентрациями радиоактивных и радиогенных элементов и соответствующими изотопными отношениями (рис. 3). В “крупнозернистых” СФ силикатные остатки от выщелачивания также представляют собой двухкомпонентную смесь. В одном из конечных членов этой смеси (СФ 0.3–0.6 мкм), представленном преимущественно диагенетическим 1М иллитом, присутствует незначительная примесь детритового 2М₁ иллита. Это не позволяет считать изохронную Rb–Sr датировку 565 ± 9 млн лет реальным возрастом диагенеза осадков усть-пинезской свиты, однако дает возможность оценить максимальный возрастной предел накопления этой толщи. Изохронный возраст конечного члена “мелкозернистой” смеси (СФ 0.2–0.3 мкм), в котором доминирует 1М_д иллит, сформировавшийся, по-видимому, на более позднем этапе литогенеза, составляет 539 ± 10 млн лет ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7150$, СКВО = 1.9) и показывает минимальный возрастной предел стадии диагенеза погружения. Rb–Sr возраст самой “мелкозернистой” СФ < 0.1 мкм составляет 457 ± 6 млн лет и, вероятно, отражает эпигенетические преобразования осадка в позднепалеозойское время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведена ревизия унифицированной и предлагаемых новых местных стратиграфических схем переходных отложений венда–кембрия Юго-Восточного Беломорья, намечены пути по их модернизации, уточнено литологическое расчленение разреза скв. Кепина-775, обновлена палеонтологическая характеристика верхневендской части этого разреза, а также получены новые Rb–Sr изотопно-геохронологические данные для глинистых пород усть-пинезской свиты.

Обедненные ассоциации ископаемых организмов выявлены в архангельских и верховских слоях усть-пинезской свиты и в “мезенской” свите скв. Кепина-775. В ассоциации с транзитными микрофоссилиями в нижней подсвите усть-пинезской свиты обнаружены новые, не известные ранее грибоподобные организмы (табл. III, фиг. 1–4), а также не идентифицированные пока макроскопические ископаемые остатки (табл. IV, фиг. 7, 8). Относительно богатая редкинская биота установлена в зимнегорских слоях усть-пинезской свиты. В ее составе были определены: *Striatella coriacea*,

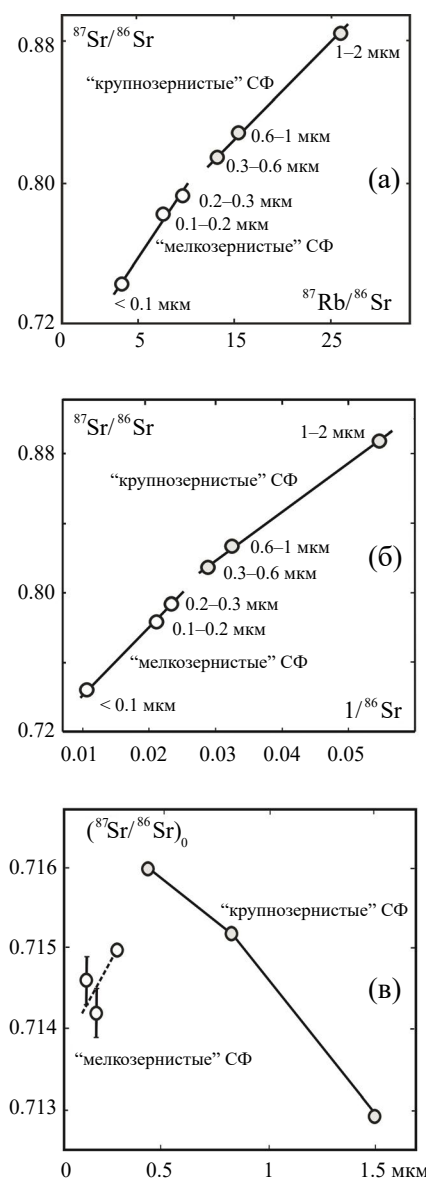


Рис. 3. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величин $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (а) и $1/^{86}\text{Sr}$ (б) для глинистых остатков разноразмерных глинистых субфракций, выделенных из аргиллита усть-пинезской свиты; (в) зависимость первичных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, вычисленных для “внутренних изохрон” (рис. 4), от размера глинистых частиц в субфракциях.

Oscatoriopsis magna, *Zinkovioides*, *Calyptina striata*, *Orbisiana* и некоторые другие таксоны. Редкинский вид-индекс *Tynnina presambrica* имеет более широкое стратиграфическое распространение в разрезе скв. Кепина-775. Он обнаружен в верхней подсвите усть-пинезской свиты (Бурзин, 1997; настоящая работа).

Эдиакарские мягкотелые организмы распространены в усть-пинезской свите и в ергинских слоях “мезенской” свиты Юго-Восточного Беломорья. В стратотипических разрезах венда Украины

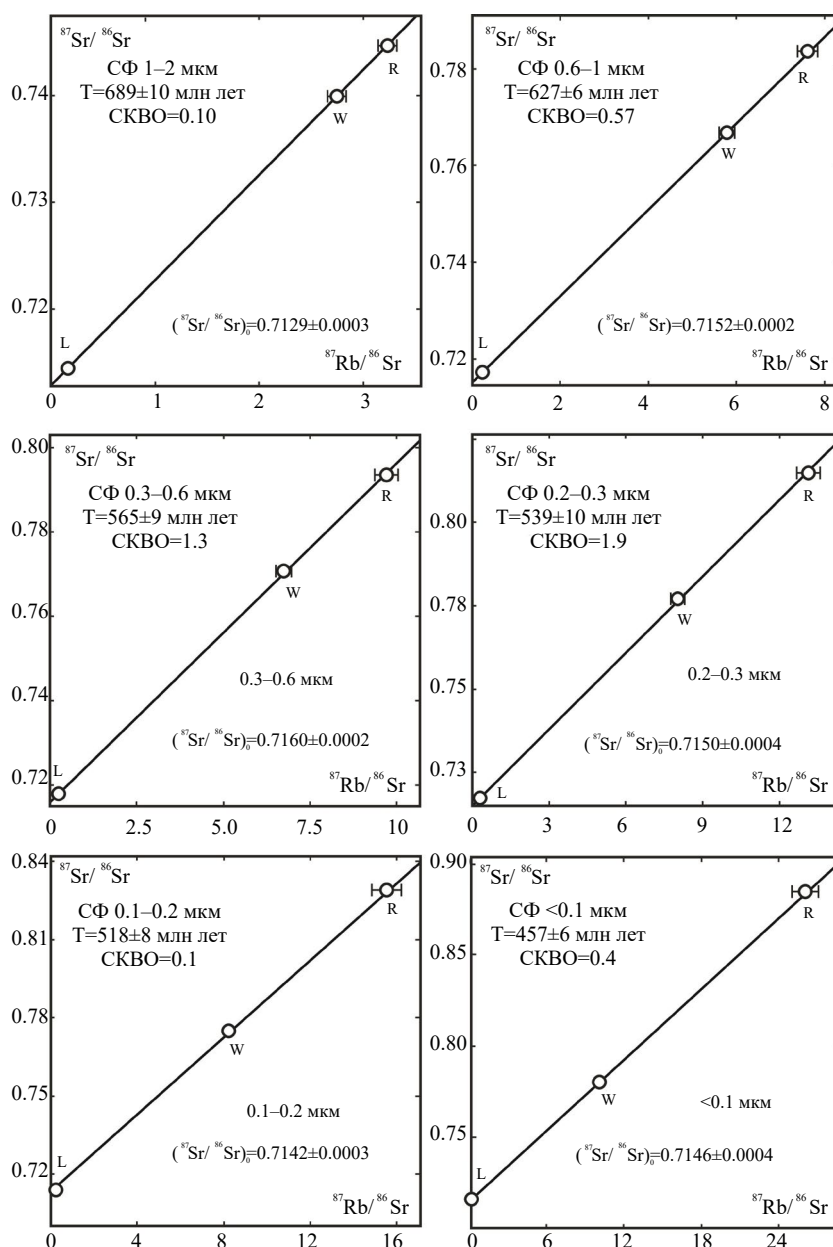


Рис. 4. Возраст глинистых субфракций иллита из архангельских слоев усть-пинежской свиты, вычисленный на основе “внутренних изохрон” для необработанных СФ (W), ацетатных вытяжек (L) и остатков после выщелачивания (R).

находки мягкотелых организмов обнаружены в могилевской и ярышевской свитах новоднестровского (эквивалент редкинскому горизонту) горизонта и не известны в вышележащих отложениях ушницкого (аналог котлинского горизонта) горизонта, охарактеризованного своим набором макро- и микрофоссилий (Вендская..., 1985а, 1985б; Стратиграфия..., 2013; Макрофоссилии..., 2015; Golubkova et al., 2023 и ссылки в этой работе). Находки в ергинских слоях эдиакарских мягкотелых организмов, унаследованный характер распространения микрофоссилий, проходящих из усть-пинежской

свиты, а также присутствие серных бактерий, характерных для редкинского горизонта, и в целом восстановительные условия в осадке в переходных толщах усть-пинежской и “мезенской” свит указывают на единый этап развития бассейна в это время. Приведенные данные позволяют увеличить объем редкинского горизонта относительно принятой ранее схемы (Верхний..., 1986) до подошвы мельских слоев. Мельские слои не содержат ископаемые организмы и по положению в разрезе с равной вероятностью могут быть отнесены к редкинскому, котлинскому или раннекембрийскому

возрасту. Учитывая то, что мельские слои сложены преимущественно красноцветными толщами, неблагоприятными для поиска микрофоссилий, основной акцент дальнейших исследований должен быть направлен на детальное литологическое и фациально-генетическое изучение этой части разреза, а также на поиск следов жизнедеятельности ископаемых организмов.

В образце аргиллита из архангельских слоев нижней подсвиты усть-пинезской свиты выделена генерация аутигенного 1М иллита, для которого получен Rb–Sr возраст 565 ± 9 млн лет. Эта генерация образована на ранней стадии диагенеза погружения осадка, близкого ко времени накопления отложений усть-пинезской свиты. Вычисленный возраст первой генерации аутигенного 1М иллита хорошо согласуется с биостратиграфическими данными и U–Pb датировками вулканических пеплов верховских и вайицких слоев верхней подсвиты усть-пинезской свиты (Grazhdankin, 2014 и др.). Rb–Sr возраст “мелкозернистых” СФ (0.2–0.3, 0.1–0.2 и <0.1 мкм), сложенных преимущественно иллит-смектитом политипной модификации 1M_d, отражает стадии позднего диагенеза погружения глинистого осадка и этап эпигенетического преобразования осадка в раннепалеозойское время 540–460 млн лет назад.

Благодарности. Авторы благодарны А.В. Колесникову за помощь в фотографировании макроскопических ископаемых организмов.

Источник финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00313), <https://rscf.ru/project/23-27-00313/> с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН).

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Реймерс А.Н. Стратиграфия нижнего кембрия Юрско-Двинской площади Юго-Восточного Беломорья (Архангельская область) // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2022. Т. 97. Вып. 2. С. 3–34.
- Алексеев А.С., Гражданкин Д.В., Реймерс А.Н., Минченко Г.В., Краюшкин А.В., Чернов И.Ю., Ларченко В.А., Ушаков В.Н., Степанов В.П. Новые данные о верхнем пределе рудовмещающей толщи архангельской алмазонасной провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. С. 235–271.
- Асеева Е.А., Великанов В.А. Новая находка ископаемых фитоостатков в лядовских слоях венда Подолии (верхний докембрий) // Ископаемая фауна и флора Украины. Киев: Наукова думка, 1983. С. 3–8.
- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А.С., Журавлев В.А., Ногина М.Ю., Парамонова М.С., Пешкова И.Н., Поляков А.А., Рыбалко А.Е., Солонина С.Ф., Семенова Л.Р., Суриков С.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q 37 Архангельск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.
- Бурзин М.Б. *Tynnina* Burzin, gen. nov. — новый род вендских колониальных коккоидных органикостенных микрофоссилий // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 20–28.
- Бурзин М.Б. Палеобиогеография позднего венда Русской плиты // Палеогеография венда–раннего палеозоя Северной Евразии. Сб. научн. трудов. Екатеринбург: Уро РАН, 1998. С. 136–146.
- Бурзин М.Б., Виноградов В.И. Преобразование вендских толщ и проблема чистых образцов // Природа. 2004. № 12. С. 10–18.
- Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т. Детализация стратиграфической схемы вендских отложений Мезенской синеклизы // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов европейского севера России. Материалы Всероссийской конференции, 26–28 апреля 2000 г., Сыктывкар, Республика Коми. Сыктывкар, 2000. С. 39–40.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985а. 224 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985б. 244 с.
- Верхний докембрий европейского севера СССР (Объяснительная записка к схеме стратиграфии). Ред. Дедеев В.А., Келлер Б.М. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1986. 41 с.
- Волкова Н.А., Гниловская М.Б., Палий В.В. и др. Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 212 с.
- Герман Т.Н. Из опыта извлечения крупных растительных остатков и микрофоссилий с помощью химического растворения пород // Микрофоссилии СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 94–97.
- Гниловская М.Б. Новые саариниды венда Русской платформы // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 1. С. 89–93.
- Гниловская М.Б. О древнейшей тканевой природе дифференциации докембрийских (вендских) водорослей // Палеонтол. журн. 2003. № 2. С. 92–98.
- Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М., Коренчук Л.В., Удальцов А.П. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.

- Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Кузнецов А.Б., Яновский А.С., Маслов А.В., Шведов С.Д., Плоткина Ю.В. Редкинская биота макроскопических ископаемых организмов северо-запада Восточно-Европейской платформы (Южное Приладожье) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 163–167.
- Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Тарасенко А.Б. Ископаемые организмы котлинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтол. журн. 2020. № 4. С. 99–108.
- Голубкова Е.Ю., Бобровский И.М., Кушим Е.А., Плоткина Ю.В. Ископаемые организмы редкинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтол. журн. 2021а. № 5. С. 1–8.
- Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Кушим Е.А., Лапцевич А.Г., Плоткина Ю.В., Манкевич С.С. Распространение микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021б. Т. 29. № 6. С. 24–38.
- Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кушим Е.А., Воскобойникова Т.В., Силиванов М.О. Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 1–19.
- Горохов И.М. Rb–Sr изотопная диагностика полистадийной эволюции иллита в верхнепротерозойских глинистых породах // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 5. С. 647–651.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm–Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. № 2. С. 3–30.
- Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–23.
- Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в Юго-Восточном Беломорье // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 4. С. 514–518.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Иголкина Н.С. О возможности выделения Балтийского комплекса нижнего кембрия на севере Русской платформы // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1961. № 43. 17–23.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н. Первые результаты изотопного U/Pb датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из нижнекембрийских песчаников бусовской свиты Юго-Восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 3. С. 310–314.
- Леонов М.В. Макроскопические растительные остатки основания усть-пинезской свиты (верхний венд Архангельской области) // Палеонтол. журн. 2007. № 6. С. 1–8.
- Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волинь. А.Ю. Иванцов и др. М.: ПИН РАН, 2015. 144 с.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Лапцевич А.Г., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1 (22). С. 36–43.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Отв. ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука, 1989. 191 с.
- Пискун Л.В. Микрофоссилии венда Беларуси. Минск, 2013. 67 с.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полезн. ископаемые. 2011. № 5. С. 484–504.
- Рагозина А.Л. Микрофоссилии беломорской биоты венда и их стратиграфическое значение // Стратиграфия и палеонтология древнейшего фанерозоя. М.: Наука, 1984. С. 25–30.
- Сиверцева И.А., Станковский А.Ф. Микрофоссилии верхнедокембрийских отложений Архангельской области // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тр. Всесоюзного симпозиума, 11–14 мая 1976 г., Ленинград. Л.: Наука, 1979. С. 157–159.
- Сиверцева И.А., Станковский А.Ф. Новые данные по геологии верхнедокембрийских отложений северо-запада Архангельской области // Вестник ЛГУ. 1982. № 12. С. 30–40.
- Сиверцева И.А., Веричев Е.М., Гриб В.П., Станковский А.Ф. Микрофоссилии верхнего докембрия Юго-Восточного Беломорья // Литология и палеогеография. Вып. 3. Ленинград: Изд.-во Ленингр. ун-та, 1981. С. 133–148.
- Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд, 1997. 156 с.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН. Сер. геол. 1981. № 2. С. 78–87.
- Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М., 1996. 46 с.

- Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
- Стратиграфический словарь: Верхний венд (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Головний редактор Гожик П.Ф. К.: ІГН НАН України, Логос, 2013. 637 с. (Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine in two volumes. Volume 1. Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine, Volume. Ed. Gozhik P.F. K.: IGN NAS of Ukraine, Logos, 2013. 637 p. (in Ukrainian).
- Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.
- Bobrovskiy I., Nagonitsyn A., Hope J.V., Brocks J.J. Guts, gut contents, and feeding strategies of Ediacaran animals // *Current Biology*. 2022. 32. P. 1–8.
- Clauer N., Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments. Isotopic Dating and Tracing. Berlin: Springer-Verlag, 1995. 360 p.
- Golubkova E.Yu., Kushim E.A., Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Plotkina Yu.V., Silivanova M.O. Stratigraphic distribution of fossil organisms in the Upper Vendian deposits of the central and southwestern regions of the East European Platform // *Paleontol. J.* 2023. V. 57. Suppl. 3. P. S211–S236.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L., Melnikov N.N., Kutayavin E.P., Pirrus E., Baskakov A.V. Rb–Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the East European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geological Time Scale. Amsterdam: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *J. Paleontology*. 2014. V. 88 (2). P. 269–283.
- Kolesnikov A.V., Liu A.G., Danelian T., Grazhdankin D.V. A reassessment of the problematic Ediacaran genus *Orbisiana* Sokolov, 1976 // *Precambrian Res.* 2018. № 316. P. 197–205.
- Leonov M.V., Ragozina A.L. Upper Vendian assemblages of carbonaceous micro- and macrofossils in the White Sea Region: systematic and biostratigraphic aspects // *The Rise and Fall of the Ediacaran Biota*. Eds. Vickers-Rich P., Komarow P. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2007. V. 286. P. 269–275.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., Evans D.A.D., Fedonkin M.A., Kirschvink J.L. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // *Science*. 2000. V. 288. P. 841–845.
- Śrdoń J., Condon D.J., Golubkova E., Millar I. L., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S. Ages of the Ediacaran Volyn–Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U–Pb dating // *Precambrian Res.* 2023. V. 386. 106962
- Wan B., Xiao S., Yuan X., Chen Z., Pang K., Tang Q. *Orbisiana linearis* from the early Ediacaran Lantian Formation of South China and its taphonomic and ecological implications // *Precambrian Res.* 2014. № 255. P. 266–275.
- Willman S., Slater B.J. Late Ediacaran organic microfossils from Finland // *Geol. Mag.* 2021. V. 158. Iss. 12. P. 2231–2244.
- Yang C., Li X.-H., Rooney A.D., Grazhdankin D.V., Bowyer F.T., Hu C., Macdonald F.A., Zhu M. The tempo of Ediacaran evolution // *Science Advances*. 2021. V. 7 № 45. eabi9643.
- Рецензенты Д.В. Гражданкин, Е.Г. Раевская, А.Б. Котов

Redkinian Biota and Rb–Sr Age of Vendian Sediments from the North of the East European Platform

E. Yu. Golubkova^{a, #}, T. S. Zaitseva^a, V. V. Tretyachenko^b, E. A. Kushim^a,
A. B. Kuznetsov^a, T. L. Turchenko^a, and M. O. Silivanov^a

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
St. Petersburg, Russia*

^b*Public Joint Stock Company “ALROSA”, Arkhangelsk, Russia*

[#]*e-mail: golubkovaeyu@mail.ru*

Lithological, paleontological and Rb–Sr isotope-geochronological studies of the Upper Vendian deposits of the borehole Kepina-775, drilled in the north-west of the Mezen Syncline of the East European Platform (South-Eastern White Sea region), were carried out. Redkinian biota were found in the Verchovka and Zimnegory beds of the Ust-Pinega Formation. Transit associations of microfossils have been established in the Arkhangelsk beds of the Ust-Pinega Formation and in the “Mezen” Formation. The Kotlin Regional Stage is not recognized according to biostratigraphic data in the South-Eastern White Sea region. The presence of Ediacaran soft-bodied organisms in the Erga beds, as well as the inherited nature of the distribution of microfossils coming from the Ust-Pinega Formation, make it possible to expand the stratigraphic interval of the Redkino Regional Stage to the base of the Mela beds. The age of the Mela beds has not been reliably determined. The Rb–Sr age of the generations of authigenic 1M illite, extracted from the mudstones of the Arkhangelsk beds of the Ust-Pinega Formation, was obtained as 565 ± 9 Ma. The presence of an insignificant admixture of detrital 2M₁ illite allows us to consider the obtained dating as the lower age limit of the accumulation of the Arkhangelsk beds. The Rb–Sr age of the “fine-grained” generations of 1M_d illite (about 540–460 Ma) corresponds to the stage of burial diagenesis of the clayey sediment.

Keywords: microfossils, macrofossils, Rb–Sr age, Redkino Regional Stage, stratigraphy, Vendian, Ediacaran, South-Eastern White Sea region

УДК 551

ИСТОЧНИКИ СНОСА, ЦИКЛИЧНОСТЬ И ВОЗРАСТ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО БАССЕЙНА СИБИРИ¹

© 2025 г. П. Ю. Петров

Геологический институт РАН, Москва, Россия
e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

Поступила в редакцию 29.05.2024 г.

После доработки 20.06.2024 г.

Принята к публикации 17.07.2024 г.

Использован геохимический метод для оценки непрерывности накопления осадочных последовательностей неопротерозоя Патомского бассейна в составе тепторгинской, дальнетайгинской и жуинской серий, а также вышележащей жербинской свиты. На основе выявленной непрерывности в изменении состава питающих провинций и на основе анализа цикличности старших порядков пересмотрен стратиграфический объем патомского комплекса в границах эдиакарской системы. Рассмотрена история формирования Патомского бассейна с акцентом на стратиграфически значимые эпизоды его осадочной летописи.

Ключевые слова: эдиакарий, венд, патомский комплекс, геохимические тренды, хемотратиграфия

DOI: 10.31857/S0869592X25020031, **EDN:** UHWYCL

ВВЕДЕНИЕ

Последовательность неопротерозойских отложений Патомского бассейна, общая мощность которой превышает 10 км, в настоящее время является наиболее изученной среди осадочных последовательностей всех докембрийских бассейнов Сибирской платформы и ее обрамления (рис. 1а). Эта последовательность играет важную роль в корреляции разрезов венда Сибири и в периодизации эдиакарской системы (Чумаков и др., 2013). Однако стратиграфический объем этой толщи остается до сих пор неопределенным.

Центральное место в разрезе занимает патомский комплекс, залегающий с глубоким размывом на вулканитах тепторгинской серии (725–715 млн лет) и перекрытый венд-кембрийскими отложениями трехверстной серии (рис. 1б) (Головенок, 1976; Чумаков и др., 2007, 2013; Gladkochub et al., 2019). Патомский комплекс, состоящий из баллаганакской, дальнетайгинской и жуинской серий, в целом представляет собой мощную (5–8 км) терригенно-карбонатную последовательность (Чумаков и др., 2007). Она начинается толщей баллаганакских силикокластических отложений и заканчивается отложениями самой крупной

в регионе карбонатной платформы ченченской свиты (рис. 1в). В средней части патомского комплекса, в основании дальнетайгинской серии, залегают диамиктиты большепатомской свиты, представляющие так называемый среднесибирский гляциогоризонт (Чумаков, 1993, 2015). Интерпретация возраста этого гляциогоризонта является ключевым моментом в определении стратиграфического объема всего патомского комплекса.

Общепринятой современной точкой зрения является корреляция большепатомского гляциогоризонта с гляциопериодом Марино (формация Елатина Южной Австралии), точнее, с марино-гляциальными диамиктитамии формации Нантуо Южного Китая (Чумаков и др., 2013; Чумаков, 2015). Окончание этого гляциопериода в Южном Китае датировано 635 ± 0.5 млн лет (Condon et al., 2005), что соответствует началу эдиакария в современной стратиграфической шкале (Xiao, Narbonne, 2020). Таким образом, подошва венчающего доломита в кровле большепатомского гляциогоризонта (рис. 1в) соответствует подошве эдиакария. Весомым аргументом в пользу такой корреляции является само наличие венчающего доломита, с присущими ему характерными литологическими и С-изотопными признаками (Покровский

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по ссылке <https://doi.org/10.31857/S0869592X25020031> для авторизованных пользователей.

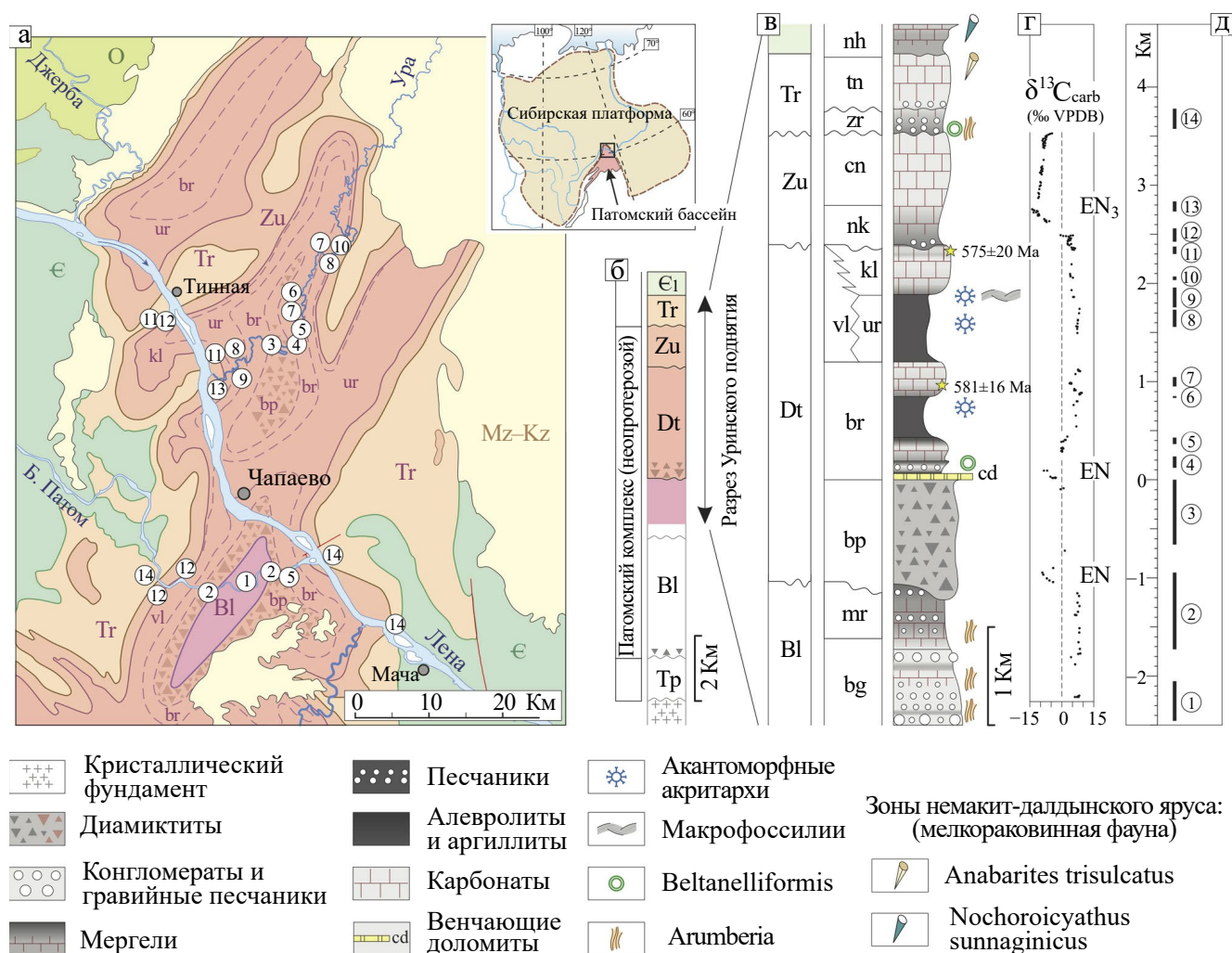


Рис. 1. (а) Геологическая карта Уринского поднятия и местоположения изученных разрезов; (б) стратиграфия неопротерозойских отложений и тектоническая история формирования Патомского бассейна; (в) последовательность неопротерозойских отложений Уринского поднятия и стратиграфические уровни фоссилий; (г) суммарные данные по $\delta^{13}C_{carb}$ по (Pelechaty, 1998; Покровский, Буякайте, 2015; Рудько и др., 2017; Петров, Покровский, 2020; Шацилло и др., 2023); (д) опробованные интервалы разреза (соответствуют местоположениям на геологической карте). Акантоморфные акритархи приведены по (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012; Воробьева, Петров, 2020, 2023а, 2023б), Beltanelliformis по (Леонов, Рудько, 2012; Kolesnikov et al., 2024), Arumberia по (Петров, 2021; Kolesnikov et al., 2024), макрофоссилии по (Петров, Воробьева, 2022; Petrov, Vorob'eva, 2023), данные Pb–Pb изохронного датирования известняков баракунской и каланчевской свит по (Rud'ko et al., 2021), литостратиграфические данные по (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018а, 2018б). Обозначения серий: Tr – теппортгинская, Bl – баллаганахская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская, Tr – трехверстная. Обозначения свит: bg – бугарихтинская, mr – маринская, br – большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, vl – валухтинская, nk – николевская, cn – ченченская, zg – жербинская, tn – тинновская, nh – нохтуйская.

и др., 2010), а также C- и Sr-изотопные данные по вышележащим высокостроичевым известнякам дальнетайгинской серии (Покровский и др., 2006а, 2006б; Покровский, Буякайте 2015; Melezhik et al., 2009; Рудько и др., 2017, 2020). Отрицательная аномалия $\delta^{13}C$, недавно обнаруженная в кровле баллаганахской серии, по мнению А.В. Шацилло и др. (2023), является одновозрастной с глобальной аномалией Трезона, которая предшествует оледенению Марино в разрезах ряда палеоконтинентов

того времени (Rose et al., 2012). Такая интерпретация явилась дополнительным аргументом для обоснования положения нижней границы криогений–эдиакарий в кровле большепатомской свиты.

Другая крупная отрицательная аномалия $\delta^{13}C$ (EN₃), приуроченная к известнякам жуинской серии (рис. 1г), соответствует глобальному C-изотопному событию Шурам (Покровский, Буякайте, 2015; Покровский и др., 2021). Начало этого

события, длящегося не менее 7 млн лет и известного почти на всех палеоконтинентах, датировано 574 ± 4.7 млн лет (Rooney et al., 2020; Busch et al., 2022). Таким образом, учитывая отсутствие признаков крупного (т.е. сравнимого с длительностью формирования свит) стратиграфического перерыва в основании жуинской серии (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018б), вся постгляциальная последовательность дальнетайгинской серии формировалась на протяжении 50–60 млн лет в интервале от 635 до 574 млн лет, охватывая большую нижнюю часть эдиакарской системы.

Альтернативной точкой зрения на стратиграфический объем патомского комплекса является отнесение большепатомского гляциогоризонта к эдиакарию и вероятная корреляция большепатомских диамиктитов с гляциопериодом Гаскье (580 млн лет). Одним из аргументов в пользу такой корреляции явилась непрерывность всей постгляциальной осадочной последовательности дальнетайгинской серии с признаками высоких скоростей седиментации в обстановках гомоклинальной рампы (Петров, 2018а, 2018б). В этом случае вся постгляциальная толща дальнетайгинской серии могла быть сформирована менее чем за 10 млн лет в интервале от 580 до 570 млн лет. Сделанный вывод подтверждают микропалеонтологические данные. Три стратиграфических уровня дальнетайгинских отложений содержат богатые ассоциации акантоморфных акритарх (рис. 1в) (Воробьева и др., 2008; Воробьева, Петров, 2020, 2023б; Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012), характерные для четвертой комплексной зоны (*assemblage zone*) эдиакария с возрастом моложе 580 млн лет (Liu, Moczyłowska 2019). Находки *Beltanelliformis brunsae* над большепатомским гляциогоризонтом (Леонов, Рудько, 2012) и *Arumberia banksi* (Петров, 2021) под ним (рис. 1в) являются косвенным подтверждением эдиакарского возраста большепатомского оледенения. Pb–Pb изохронные датировки известняков дальнетайгинской серии, равные 581 ± 16 и 575 ± 20 млн лет (рис. 1в) (Rud'ko et al., 2021), по крайней мере, не противоречат такому выводу. Стоит отметить, что рассмотренная здесь альтернативная точка зрения была ранее изложена в ряде публикаций (Рудько и др., 2017, 2020; Rud'ko et al., 2021; Петров, 2018б; Воробьева, Петров, 2020, 2023б).

В настоящей статье проведено геохимическое тестирование двух альтернативных стратиграфических схем корреляции патомского комплекса на основе выявления “трендов непрерывности” осадконакопления в процессе эволюции источников сноса Патомского бассейна с анализом цикличности его отложений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Весь анализируемый материал происходит из разрезов, вскрытых в долинах рек Большой Патом, Ура и Лена на территории Уринского поднятия (рис. 1а). Осадочные толщи, обнаженные на этой территории, были наименее подвержены постдиагенетическим изменениям с температурами ниже так называемого “окна нефтегенерации”, что, в частности, следует из состояния органического вещества микро- и макрофоссилий (Moczyłowska, Nagovitsin, 2012; Petrov, Vorob'eva, 2023), а также из петрографического анализа пород и минерального состава филлосиликатов (Петров, 2018а, 2018б; Петров, Покровский, 2020). В целом в направлении от территории Уринского поднятия к внутренней зоне Патомского бассейна и вниз по разрезу степень изменения осадочных пород быстро возрастает вплоть до метаморфизма кианит-силлиманитового типа (Иванов и др., 1995).

Среди нескольких сотен проб терригенно-карбонатных пород из разрезов Уринского поднятия для анализа были отобраны в общей сложности 123 пробы бескарбонатных тонкозернистых алевроитистых аргиллитов (36.8–70.6 мас. % SiO_2). Дополнительно к ним проанализированы 45 проб карбонатных разностей аргиллитов (28–0.5 мас. % CaCO_3), которые были предварительно подвержены кислотной обработке с целью удаления карбонатной примеси (декарбонатизированы). Также проанализированы 22 пробы бескарбонатных алевролитов и песчаников (70.6–96.2 мас. % SiO_2), приуроченных к основанию никольской свиты. При удалении карбоната из CaCO_3 -содержащих проб использован 10%-ный раствор HCl . Реакция осуществлялась при 20°C капельным методом до полного растворения карбоната. С целью надежности интерпретации полученных геохимических данных, в работе был проведен тест, позволяющий оценить поэлементное изменение состава CaCO_3 -содержащих аргиллитов до и после декарбонатизации. Тест показал, что при удалении CaCO_3 среди малых элементов в заметных количествах в раствор переходили Mn, Sr, Cu, а относительно “неподвижными” элементами оставались Zr, Nb, Cr, Th, V и Ba (ДМ² табл. 1, рис. 1). В то же время тест при анализе декарбонатизированных карбонатных и исходно бескарбонатных разностей аргиллитов, отобранных из одного и того же слоя, не выявил различий, превышающих ошибку измерений. Во всех случаях анализировались только плотные и неизмененные фрагменты пород, отобранные из литологически однородных слоев толщиной 15–20 см и залегающих исключительно внутри крупных (метровой мощности и более) пачек; маломощные аргиллитовые прослои среди песчаников или карбонатных пород не учитывались. Также не учитывались отдельные прослои и линзы песчаников

²ДМ – дополнительные материалы.

и алевролитов, залегающие среди аргиллитовых пачек. Все пробы в сводном разрезе патомского комплекса сгруппированы в 14 стратиграфических уровней, заключающих от 4 до 38 проб в каждом из них (рис. 1д).

В работе использованы данные по содержанию редких и рассеянных элементов: Th, Y, Ni, V, Zr, Sc и Cr, которые обычно применяют при реконструкциях источников сноса или состава субстрата питающих провинций. В работе также были использованы “нестандартные” несовместимые литофильные элементы: Ba и Nb.

В статистической части исследования использован параметр r^2 , представляющий собой величину достоверности аппроксимации линии тренда для всей совокупности точек. Вычисления r^2 проведены с помощью встроенной статистики Excel 2003. С целью получения статистически значимых результатов, при анализе геохимических трендов, наряду с точечными значениями, были использованы средние значения содержаний элементов и их стандартные отклонения для тех или иных интервалов разреза. Используемый в работе термин “тренд непрерывности” означает направленное изменение данного геохимического значения по разрезу. Статистическое выражение “непрерывности” представляет параметр r^2 . Если его значение превышает 0.5, то полученные значения (в частности, содержание элемента в породе) статистически связаны с позицией точки в разрезе.

Аналитическая часть исследования проведена в ГИН РАН с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра S4 PIONEER фирмы Bruker (Германия). Пределы обнаружения элемента от Be до U 0.5–2.0 мкг/г, точность до 0.05% (отн.).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее показательными элементами (ДМ_табл. 2) для выявления “трендов непрерывности” в изученном разрезе являются Ba, Th и Nb, содержания которых постепенно ($r^2 = 0.71, 0.77$ и 0.51 соответственно) убывают вверх по разрезу от баллаганахской серии до кровли дальнотайгинской серии, образуя крупный тренд первого порядка (рис. 2). При этом в нижней части разреза содержания этих элементов заметно превышают их средние значения в верхней континентальной коре (UCC). Резкие изменения в непрерывности баллаганахско-дальнотайгинского тренда наблюдаются лишь на границе дальнотайгинской и жуинской серий, на секвентной границе Sq_0 (рис. 2, 3).

На отдельных интервалах разреза баллаганахско-дальнотайгинского тренда выделяются прямые и обратные тренды “второго порядка”, однотипные для всех трех (Ba, Th, Nb) элементов (рис. 2). Обратные тренды представляют собой локальные быстрые положительные инверсии на фоне постепенного уменьшения значений. Наиболее выраженная по амплитуде такая инверсия приходится

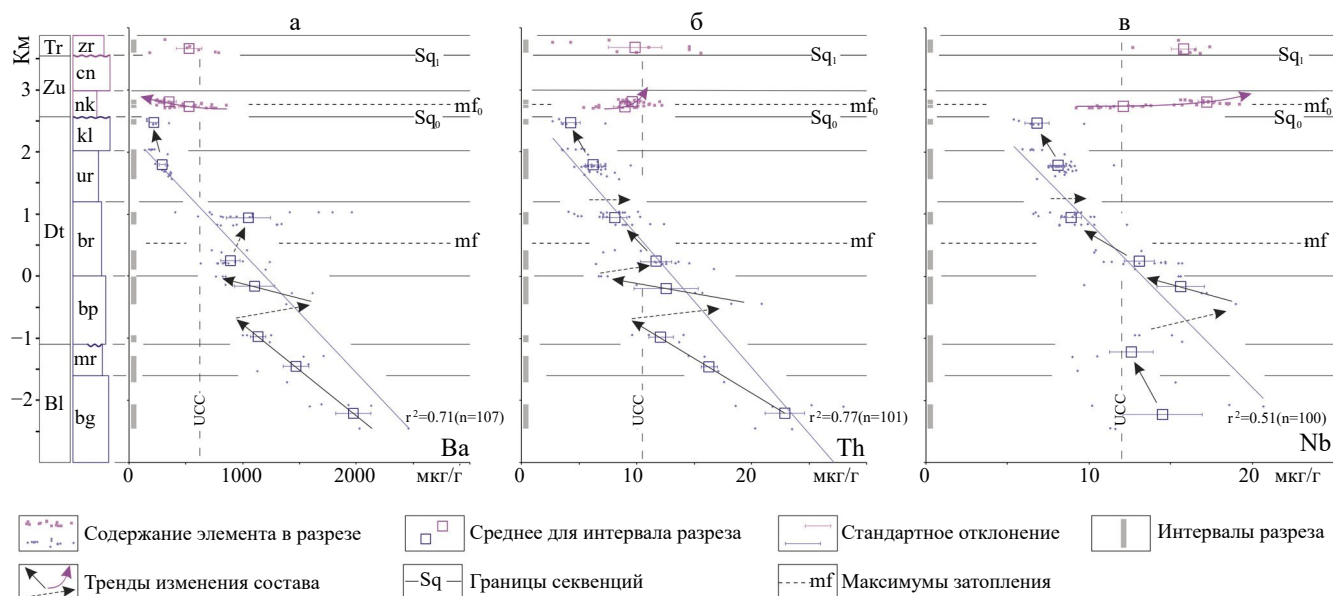


Рис. 2. Распределение по разрезу содержания: Ba (а); Th (б); Nb (в) и “тренды непрерывности” в последовательности отложений баллаганахской, дальнотайгинской и жуинской серий. Обозначения серий и свит см. рис. 1. r^2 — коэффициент линейной корреляции или величина достоверности аппроксимации линии тренда (математически представляет собой квадрат коэффициента корреляции) для точек состава всего баллаганахско-дальнотайгинского тренда. n — количество определений содержания элемента. UCC — средний состав верхней континентальной коры (по Rudnick, Gao, 2014).

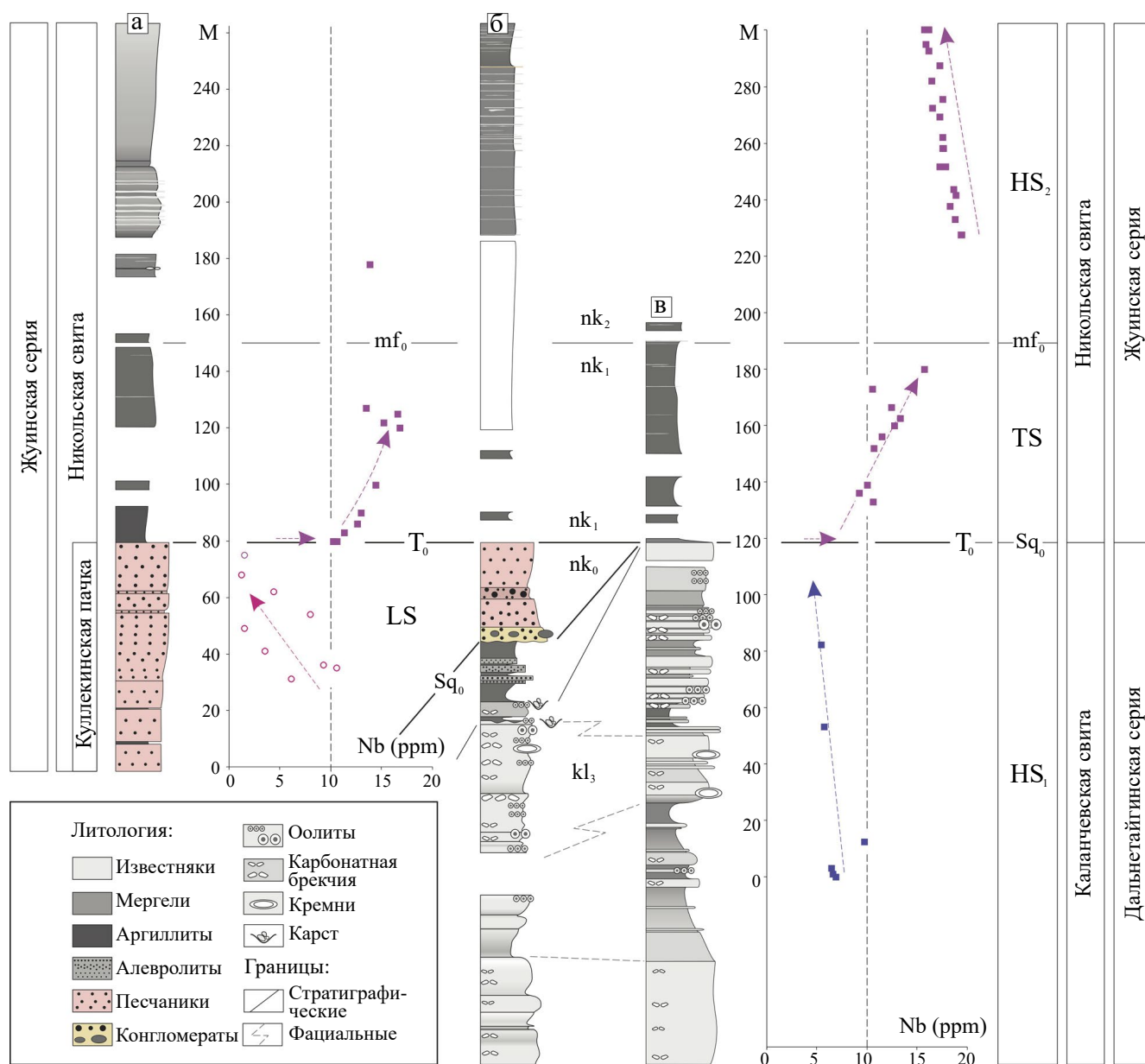


Рис. 3. Стратиграфические и фациальные взаимоотношения отложений через секвентную границу в основании жуинской серии (Sq_0) и распределение содержаний ниобия в разрезе.

T_0 – трансгрессивная граница (начало жуинской трансгрессии); mf_0 – поверхность максимального затопления в нижней части никольской свиты. Фациальные системы: HS_1 , HS_2 – высокого положения уровня моря, LS – низкого положения уровня моря (песчаники куллекинской пачки в основании никольской свиты), TS – трансгрессивная система. Литостратиграфические единицы: kl_3 – верхняя подсвита каланчевской свиты, nk_0 – базальный горизонт никольской свиты (куллекинская пачка), nk_1 – нижняя подсвита никольской свиты, nk_2 – верхняя подсвита никольской свиты. Местоположение разрезов: (а) – р. Б. Патом, (б) – приустьевая часть р. Ура, (в) – правый берег р. Лена в районе д. Тинная (рис. 1).

на среднюю часть большепатомской свиты, другие менее значительные инверсии приурочены к двум трансгрессивным интервалам разреза в основании баракунской и уринской свит (рис. 2). В целом локальные инверсии, то есть эпизоды обогащения осадка литофильными элементами, в разрезе патомского комплекса были приурочены

к трансгрессиям внутри как баллаганахско-дальнетайгинской, так и жуинской секвенций (рис. 2, 3).

Все три элемента (Ba, Th, Nb) в континентальной коре избирательно приурочены к кислым магматическим породам (Taylor, McLennan, 1985; McLennan et al., 1993). При этом Th и Nb являются рассеянными элементами, концентрации

которых практически не зависят от обстановок седиментации и диагенеза. Напротив, содержание Ва в некоторых случаях могло контролироваться внутрибассейновыми факторами, в частности биопродуктивностью (Dymond et al., 1992; Paytan et al., 1996). В нашем случае содержание бария отражает почти исключительно эволюцию литогенной составляющей осадка с максимальной среди прочих (более чем в 15 раз) амплитудой значений, наблюдаемых вдоль баллаганахско-дальнетайгинского тренда (рис. 2а). Главными акцепторами и переносчиками бария здесь являлись слюды и, очевидно, калиевые полевые шпаты. Такой вывод следует из корреляции содержания бария с содержанием потенциальных его элементов-спутников в бескарбонатных силикокластических породах: K_2O , Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 , S и Fe_2O_3 . Среди этих элементов устойчивая положительная корреляция наблюдается только для Ва– K_2O и в несколько меньшей степени для Ва– Al_2O_3 . Максимальные значения (r^2 до 0.96 для Ва– K_2O) приурочены к нижней части тренда в интервале от бугарихтинской свиты до середины баракунской свиты. В уринской свите эти значения уменьшаются до 0.37. Вверх по разрезу уринской свиты наблюдается постепенное и синхронное уменьшение содержаний бария и железа ($r^2 = 0.85$ для Ва– Fe_2O_3). Очевидно, основная часть бария, представленная здесь в фоновых (<400 мкг/г) концентрациях, была адсорбирована в водной толще на гидроокислах железа, которые поступали в бассейн, в том числе золотыми потоками (Петров, 2018б). Положительные корреляции Ва– K_2O и Ва– Al_2O_3 проявлены и в базальных песчаниках никольской свиты, однако в вышележащих аргиллитах жуинской серии такие корреляции отсутствуют. Следовательно, с началом жуинской трансгрессии барий уже не был связан с силикокластикой. Таким образом, наблюдаемый тренд бария отражает постепенно уменьшавшийся во времени поток Ва-содержащей силикокластики; и лишь небольшая инверсия в средней части баракунской свиты (рис. 2а), вероятно, могла быть связана с появлением незначительных количеств избыточного (биогенного) бария, не связанного с сигналом питающих провинций.

В противоположность корреляциям Ва– K_2O и Ва– Al_2O_3 , корреляция между Ва и Na_2O для большей нижней части баллаганахско-дальнетайгинского тренда в целом является отрицательной. Коэффициент r^2 изменяется от 0.29–0.16 для бугарихтинско-баракунского интервала до 0.92 для уринской свиты. Вероятной причиной этого могло быть разбавление потока богатой барием силикокластики, поступающего от кислого источника, потоками богатой натрием силикокластики от источников основного состава. Вариации в количественном соотношении этих потоков во времени выражены в наблюдаемой отрицательной корреляции между содержаниями Ва и Na_2O . Вместе

с тем нельзя исключить процесс Na-метасоматоза, при котором часть бария, содержащаяся в калиевом полевоом шпате, могла быть потеряна при альбитизации.

Направленные изменения в составе источников сноса на протяжении баллаганахско-дальнетайгинского и жуинского трендов отчетливо демонстрирует ряд классических диаграмм с использованием элементов Th, Sc, Cr, V, Y, Ni и Zr. На диаграмме Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990; Totten et al., 2000; Bracciali et al., 2007) начало баллаганахско-дальнетайгинского тренда (баллаганахская серия и большепатомская свита) находится очень близко к составу верхней континентальной коры (UCC) с долей основной (мафической) составляющей около 20% (рис. 4а). В последующее раннебаракунское время происходит кратковременный скачок в область более кислого состава (менее 10% мафического компонента), и далее наблюдается последовательное смещение в сторону основной составляющей вплоть до 50% в конце баллаганахско-дальнетайгинского тренда. В жуинское время состав источников сноса в целом смещается в сторону относительно более кислого состава, хотя и более основного по отношению к UCC (рис. 4а).

Точно такая же закономерность для баллаганахско-дальнетайгинского тренда наблюдается в распределении отношений Cr/V и Y/Ni в разрезе (рис. 4б, 4в). Для Cr/V ограничения в интерпретации источников сноса связаны с содержанием в осадке ванадия, количество которого могло контролироваться редокс-фактором (Tribouillard et al., 2006; Huang et al., 2015). Так, значения Cr/V менее 0.5 могли быть связаны с аноксическими условиями (Jones, Manning, 1994). Однако в нашей коллекции только 7 проб из 188 показывают значения Cr/V в интервале 0.29–0.48, и приурочены они исключительно к средней части разреза баракунской свиты с наиболее высоким (до 1–2%) содержанием органического вещества. Содержание ванадия последовательно увеличивается вверх по разрезу нижней части баракунской свиты в среднем от 140 до 210 мкг/г ($r^2 = 0.72$). Значения Cr/V менее 0.5 были связаны с накоплением небольших количеств избыточного ванадия скорее в раннем диагенезе, чем в аноксической придонной водной толще. Другие пробы имеют значения Cr/V, варьирующие от 0.73 до 1.64, что исключает возможность заметного влияния аноксии на тренды источников сноса.

Распределение значений на кривой распределения Y/Ni для жуинского тренда отличается смещением источника в сторону основного компонента (рис. 4в). Это смещение обусловлено последовательным увеличением содержания Ni и одновременным уменьшением содержания Y вверх по разрезу никольской свиты с самого начала жуинской трансгрессии. Наблюдаемое распределение Ni в разрезе могло быть связано с появлением нового

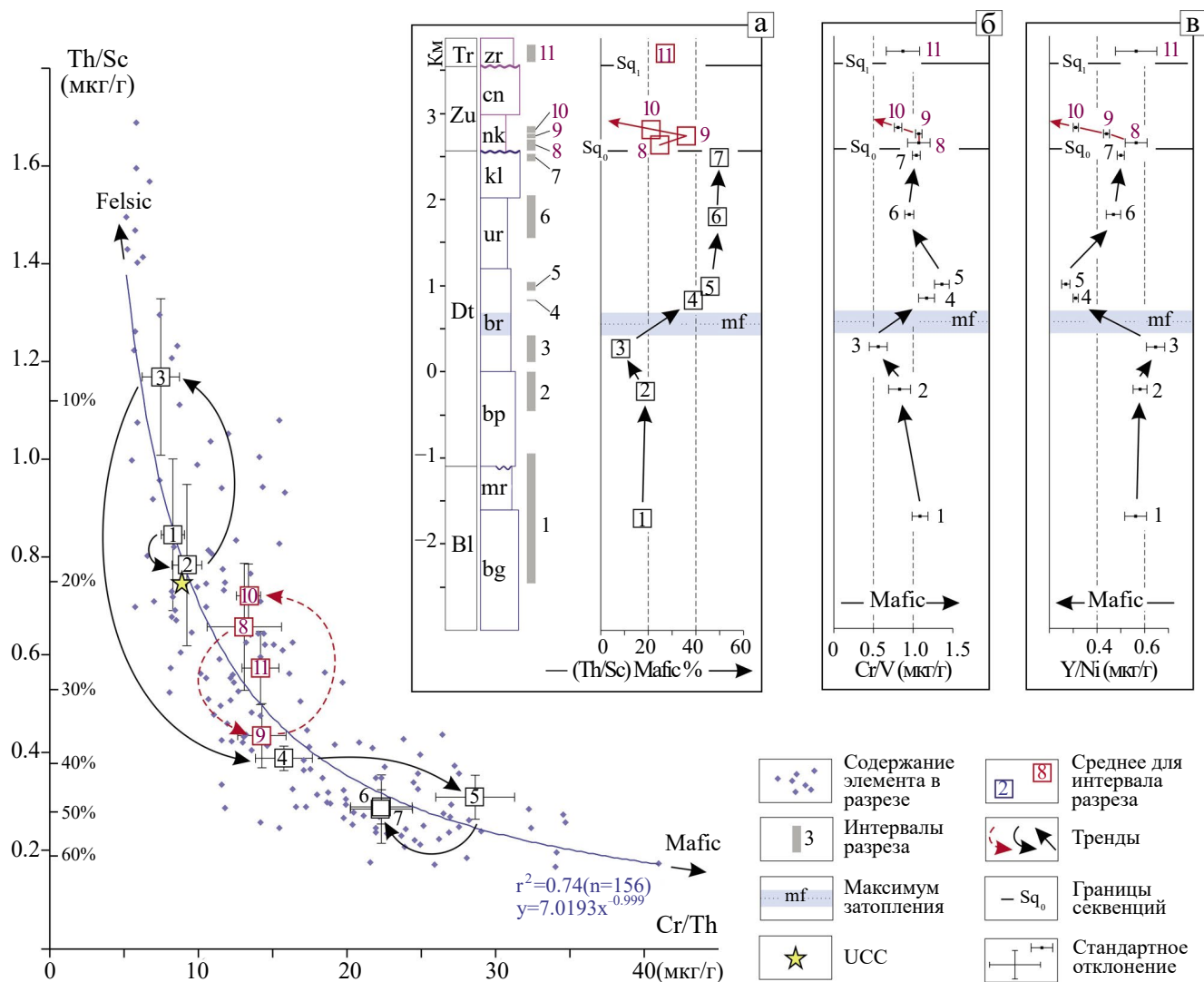


Рис. 4. (а) Диаграмма Cr/Th–Th/Sc по (Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007) и (б, в) диаграммы распределения средних значений отношений Cr/V (б) и Y/Ni (в) (по Hiscott, 1984; McLennan, 1993) для соответствующих интервалов разреза. UCC – средний состав верхней континентальной коры (по Rudnick, Gao, 2014).

удаленного источника пород основного-ультраосновного состава. Вместе с тем в аргиллитах никольской свиты связь Ni с Fe_2O_3 практически не проявлена ($r^2 = 0.12$), тогда как для всего баллаганаско-дальнетайгинского тренда эта связь выражена отчетливо ($r^2 = 0.72$).

Изменение состава источников сноса в сторону пород основного состава для баллаганаско-дальнетайгинского тренда и обратно для жуинского тренда также хорошо выражено на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (рис. 5, 6а). При этом величина рециклинга ($\Delta\text{Zr/Sc}$ – расстояние от точки пересечения линии “андезит–базальт” линейным трендом распределения значений до его окончания по оси Zr/Sc) быстро уменьшалась (от 68 для bg–br₁ интервала до 43 для br₂₋₃ и до 9 для ur–kl)

и далее незначительно возрастала в жуинской серии ($\Delta\text{Zr/Sc} = 14$ для nk интервала) (рис. 5). Из этого следует, что на протяжении баллаганаско-дальнетайгинского тренда доля рециклированной части осадка постепенно уменьшалась вместе с изменением состава этих осадков. При более подробном анализе (рис. 6а) видно, что наиболее кислым состав силикластики был в раннебаракуновое время (br₁ рис. 6а). В последующем, в верхней части дальнетайгинской серии, состав осадков смещался в сторону основной компоненты. Максимально приближенными к среднему составу верхней континентальной коры на этой диаграмме были мариногляциальные осадки большепатомской свиты (дальнетайгинская серия), а также глинистые осадки никольской свиты (жуинская серия) (рис. 6а). В целом тренд диаграммы Zr/Sc–Th/Sc (рис. 6а) полностью повторяет

тренд диаграммы Cr/Th–Th/Sc (рис. 4а). Анализируя баллаганакско-дальнетайгинский тренд, важно отметить, что средние точки состава отложений 1→2→3→4→5 на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (рис. 6а)

лежат практически на одной линии ($r^2 = 0.995$), что говорит об обратной зависимости между изменением состава силикокластики и долей участия в ней рециклированной компоненты.

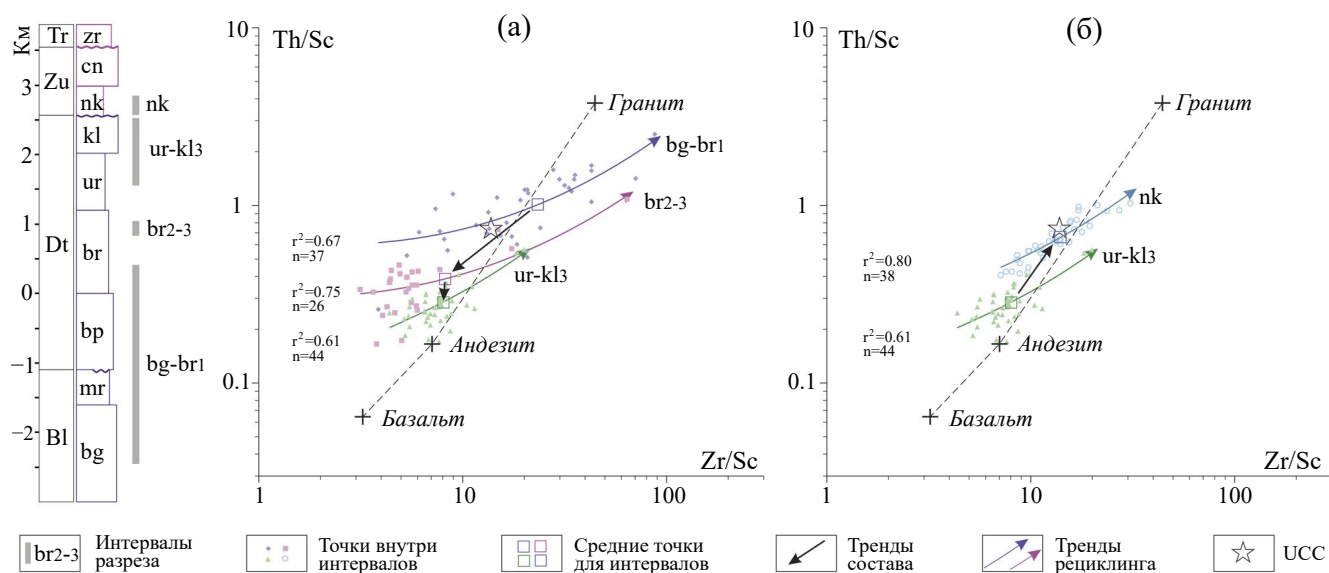


Рис. 5. (а, б) Диаграммы Zr/Sc–Th/Sc по McLennan, 1993) для баллаганакско-дальнетайгинского (а) и жуинского (б) интервалов разреза. Точки состава для тренда гранит–андезит–базальт приведены согласно данным Condie (1993). UCC – средний состав верхней континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2014). Обозначения серий и свит см. рис. 1.

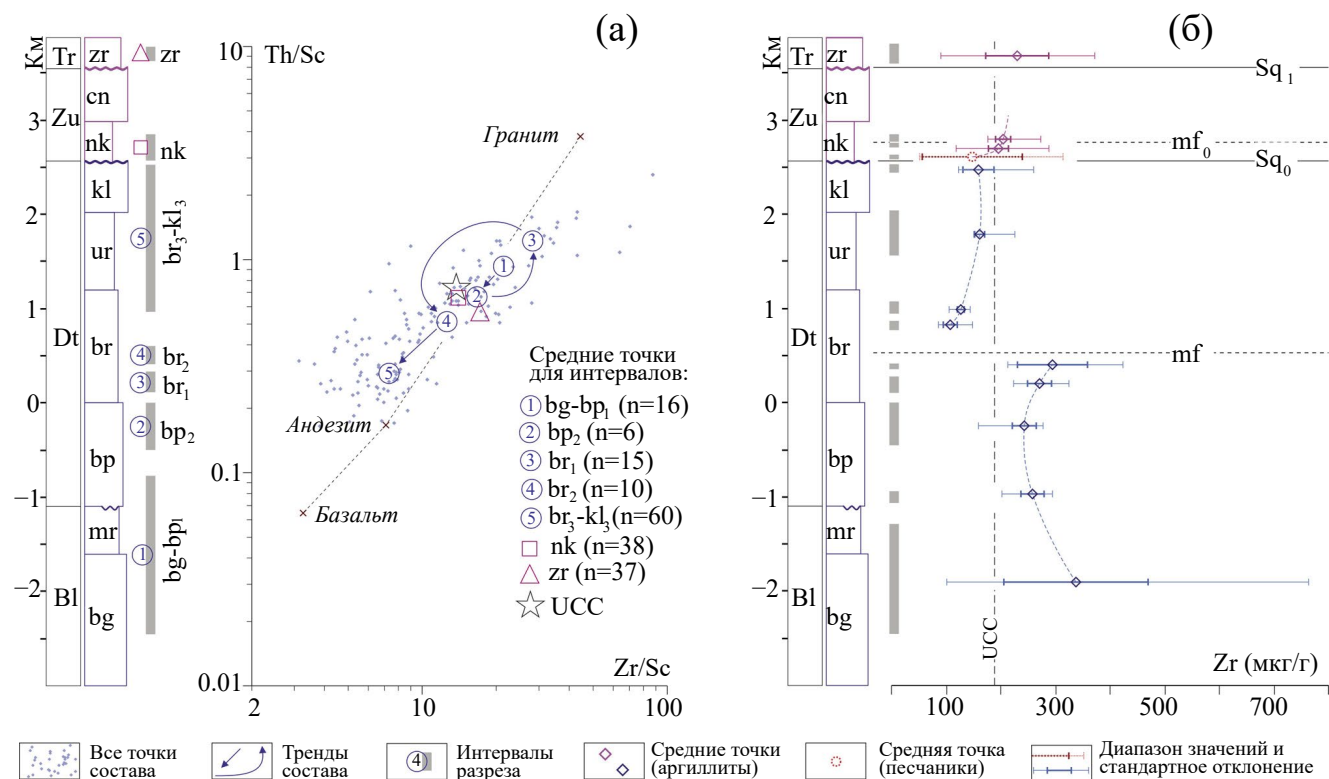


Рис. 6. (а) Диаграммы Zr/Sc–Th/Sc и (б) распределение содержания Zr по разрезу для баллаганакско-дальнетайгинского и жуинского интервалов разреза.

В последовательности баллаганахской и дальнетайгинской серий содержание Zr в целом убывает вверх по разрезу ($r^2 = 0.33$), при этом резко выраженный скачок наблюдается через границу максимума затопления в средней части баракунской свиты (mf на рис. 6б). Резкое (более чем в 2.7 раз) уменьшение содержания Zr на этом рубеже совпадает по времени с таким же быстрым изменением силикокластики в сторону основного состава (рис. 4а–4в). Такой скачок мог отражать результат разбавления, вероятно “усиленный” гидродинамическими процессами концентрации и задержки тяжелых фракций в прибрежной зоне бассейна в начале регрессии.

И, наконец, смену источников сноса демонстрирует треугольная диаграмма V–Ni–Th×10 (Bracciali et al., 2007). В баллаганахско-дальнетайгинской последовательности средние точки состава аргиллитов образуют хорошо выдержанный тренд, направленный от гранитоидов к породам основного состава и прерывающийся резко выраженной инверсией в подошве жуинской серии

(рис. 7). Здесь, как и на других диаграммах, мариногляциальные осадки большепатомской свиты (дальнетайгинская серия) являются максимально приближенными к среднему составу верхней континентальной коры (UCC). Небольшое отклонение тренда к вершине ванадия, наблюдаемое для баракунского интервала (3 на рис. 7), очевидно, связано с накоплением избыточных количеств ванадия в диагенезе глинистых илов, наиболее обогащенных органическим веществом. Эти конденсированные отложения приурочены к интервалу максимального затопления (mf) в средней части баракунской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ

Состав и смена питающих провинций Патомского бассейна. Ранее проведенные геохимические исследования показали изменения в составе источников сноса для постгляциальных отложений патомского комплекса (Подковыров и др., 2015; Подковыров, Маслов, 2022; Чугаев и др., 2017, 2018; Маслов и др., 2022). Источником терригенных

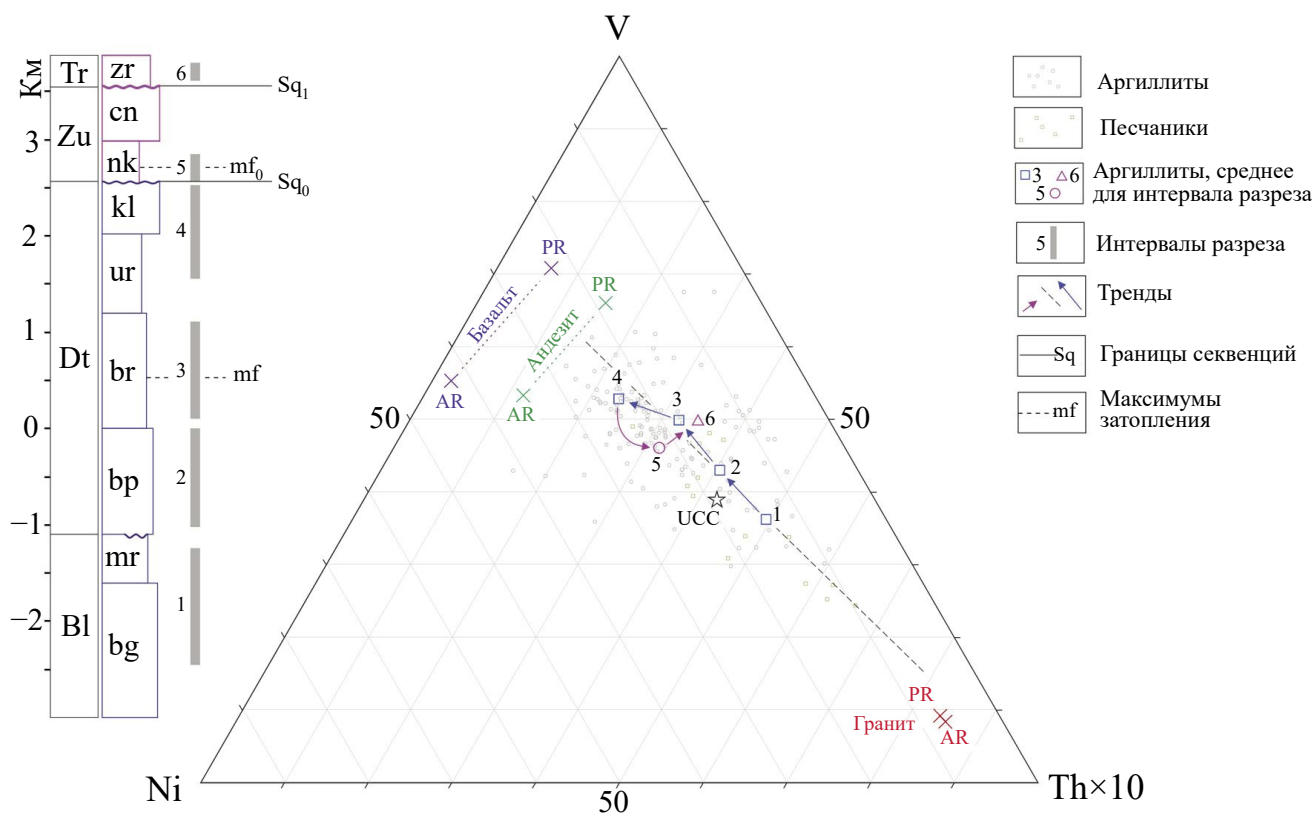


Рис. 7. Треугольная диаграмма V–Ni–Th×10 (по Bracciali et al., 2007). Средний состав архейских (AR) и протерозойских (PR) гранитоидов, андезитов и базальтов по (Condie, 1993). Средний состав верхней континентальной коры (UCC) по (Rudnick, Gao, 2014).

осадков, слагающих нижнюю часть разреза, являлся архей-раннепротерозойский кристаллический фундамент Сибирской платформы, а также производные от него доэдиакарские отложения платформенного чехла. Предполагается, что появление на палеоводосборах новых ювенильных (неопротерозойских) магматических комплексов среднего-основного состава произошло лишь в верхней части дальнотайгинской серии, а именно в преуруинское или уруинское время (Маслов и др., 2022). Однако появление в разрезе обломочных цирконов неопротерозойского возраста фиксируется лишь с основания жуинской серии, а именно с базального горизонта песчаников никольской свиты (Powerman et al., 2015). Необходимо отметить, что В. Паверман с соавторами (Powerman et al., 2015) эти песчаники ошибочно отнесли к валюхтинской свите дальнотайгинской серии. С другой стороны, данные по значениям $\epsilon_{Nd}(t)$ неоднозначны. Резкое увеличение этого параметра в одном случае наблюдается в верхней части дальнотайгинской серии (валюхтинская свита) (от -17 до -3 ; Чугаев и др., 2017, 2018), в другом случае — в основании жуинской серии (от -21.0 до -2.1 ; Маслов и др., 2022). Вместе с тем в Бодайбинской зоне Патомского бассейна вверх по разрезу баллаганахской и дальнотайгинской серий наблюдается непрерывный рост значений $\epsilon_{Nd}(t)$ (от -18 до -3), который прерывается на границе дальнотайгинской и жуинской серий и затем вновь продолжается (от -12 до -4) вплоть до подошвы кембрия (Чугаев и др., 2018).

Данные, полученные в настоящей работе, свидетельствуют о непрерывном тренде изменений в составе источников сноса, наблюдаемом в последовательности отложений баллаганахской и дальнотайгинской серий Уруинского поднятия, что хорошо согласуется с $\epsilon_{Nd}(t)$ трендом Бодайбинской зоны (Чугаев и др., 2018). Если силикокластика нижней части этого разреза была существенно кислой по составу и включала лишь 10–20% средней-основной компоненты, то в верхней части дальнотайгинской серии содержание этой компоненты в среднем увеличилось до 50% (рис. 4а). Смена состава была постепенной на протяжении формирования всей осадочной последовательности. Этот процесс представлял собой эффект разбавления относительно стабильного потока осадков более кислого состава, поступавших с Сибирской платформы, возрастающими во времени потоками осадков более основного состава, поступавших из внешней орогенной области. На всех диаграммах состав матрикса мариногляциальных осадков большепатомской свиты является максимально приближенным к среднему составу верхней континентальной коры (UCC), что связано с эффектом усреднения состава различных комплексов пород, обнаженных на поверхности континентов в результате деятельности покровных ледников (Gaschnig et al., 2016). Баллаганахско-дальнотайгинский тренд резко прерывается

на границе дальнотайгинской и жуинской серий, где состав силикокластики возвращается в область более кислых значений.

Наиболее крупная инверсия (локальное смещение в сторону более кислого состава) баллаганахско-дальнотайгинского тренда приурочена к нижней части разреза мариногляциальных отложений большепатомской свиты (рис. 2). Линия тренда пересекает подошву большепатомской свиты, что предполагает отсутствие перерыва или глубокой эрозии на этой границе. Этот факт противоречит существованию крупного регионального несогласия в основании дальнотайгинской серии (Powerman et al., 2015) и согласуется с фациальными реконструкциями бассейна на этом стратиграфическом уровне (Шацлло и др., 2023). Очевидно, рассматриваемая инверсия была связана с ледниковой эрозией кристаллического фундамента Сибирской платформы, главным образом в области Алданского щита (Chumakov et al., 2011b; Powerman et al., 2015). При этом увеличение потока кислой силикокластики в результате экзарации архейских гранитогнейсовых комплексов щита произошло с заметной задержкой по отношению к началу накопления большепатомских мариногляциальных отложений. Такая задержка была обусловлена инерцией фациальных систем бассейна в условиях гляциоэвстатического падения уровня моря в самом начале большепатомского ледникового события. Последствия этого масштабного оледенения также отразились в другой заметной инверсии, наблюдаемой в нижней части баракунской свиты (рис. 2, 4а, 6а). Значительные массы относительно более кислой силикокластики, продуцированные ледниками и временно складированные в континентальной части Сибирской платформы, начали поступать в бассейн лишь на позднем этапе постгляциальной трансгрессии. Этот стратиграфический уровень также отмечен наиболее низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70755–0.70782$ (Рудько и др., 2020). Вариации этих значений могли быть связаны с поступлением в бассейн продуктов растворения доэдиакарского карбонатного чехла Сибирской платформы, бедного радиогенным изотопом стронция. К примеру, для рифейских неизмененных известняков Учуро-Майского района, соседнего с Патомским бассейном, значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в пределах $0.7054–0.7063$ (Bartley et al., 2001). Сходная интерпретация была предложена для объяснения вариаций $^{87}Sr/^{86}Sr$ в последовательности верхнеэдиакарских отложений бассейна Bambuí Бразилии (Guacaneme et al., 2021).

Другие менее заметные инверсии в пределах баллаганахско-дальнотайгинского, а также жуинского трендов были приурочены к трансгрессиям в основании фациальных систем (systems tracts) соответствующих секвенций. Эти инверсии были

обусловлены мобилизацией осадков, которые поступали из внутренних областей Сибирской платформы и накапливались в близкой к Уринскому поднятию краевой части бассейна в предшествующие периоды регрессий.

Циклы Патомского бассейна и оценка их продолжительности. Имеющиеся данные позволяют предположить наличие крупного трансгрессивно-регрессивного тектоноцикла в составе баллаганахской и дальнетайгинской серий (рис. 8). Для нижней баллаганахской части этого цикла характерны разномасштабные мелкие (метры—первые десятки метров) трансгрессивные “ритмы” (Иванов и др., 1995), которые выделяются внутри более мощных (многие сотни метров) трансгрессивных фациальных систем бассейна. В вертикальной последовательности этих фациальных систем прослеживается смена грубообломочных терригенных (валунно-галечных и гравийно-песчаных) отложений тонкозернистыми песчано-алевритовыми обычно высокоуглеродистыми и преимущественно глинистыми осадками. В самой верхней части последовательностей появляются отложения смешанной терригенно-карбонатной седиментации. Напротив, верхнюю постгляциальную дальнетайгинскую часть этого тектоноцикла формируют регрессивные фациальные системы высокого положения уровня моря. Их осадочные последовательности демонстрируют смену глубоководных, главным образом глинистых отложений, отложениями сравнительно мелководных карбонатных платформ (Петров, 2018а, 2018б). Между верхней и нижней частями цикла, примерно в его середине, залегает мощная и монотонная последовательность большепатомских мариногляциальных осадков. В начале ее формирования гляциоэвстатическое падение уровня моря было “наложено” на интенсивное погружение передового прогиба форланда (рис. 8). Признаки прогрессивной форланд-трансгрессии в конце баллаганахского времени выражены в смене обстановок, направленных от аллювиально-пролювиальных ландшафтов к прибрежно-континентальным обстановкам эстуариев и лагун и далее к обстановкам терригенно-карбонатного шельфа (Петров, 2021). Вся эта толща представляет собой трансгрессивную последовательность “континент—море”, которая была прервана гляциоэвстатической форсированной регрессией в начале большепатомского времени. Эта регрессия привела к эрозии подстилающих отложений лишь во внешней зоне бассейна, откуда происходят перенесенные ледником обломки доломитов мариинской свиты (Чумаков, 1993; Шацилло и др., 2023). Последовательность гляциогенных отложений показывает признаки регрессии лишь в самой верхней части, непосредственно перед началом формирования венчающих доломитов (рис. 8, 9). Цикличность внутри этой последовательности не проявлена, если не считать событийной цикличности отдельных (0.5–3 м) градационных

слоев (Чумаков, Красильников, 1991; Чумаков, 1993; Chumakov et al., 2011а). Выше баллаганахско-дальнетайгинского цикла выделяются еще два подобных, но сравнительно маломощных цикла — жуинский и жербинский — с четко выраженными регрессивными направленностями (рис. 8).

Нижняя часть баллаганахско-дальнетайгинского цикла была сформирована в геодинамических обстановках пассивной окраины (Sovetov, 2002; Советов, Комлев, 2005; Чумаков и др., 2007; Meffre et al., 2008; Хераскова и др., 2010; Метелкин и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013; Летникова и др., 2013; Powerman et al., 2015; Чугаев и др., 2017, 2018; Мотова и др., 2023) или крупного внутриконтинентального бассейна (Gladkochub et al., 2019). Со временем эти обстановки сменились обстановками форландового бассейна. Большинство исследователей указывают на то, что смена обстановок произошла в уринское (валюхтинское) время. Однако В. Паверман с соавторами (Powerman et al., 2015) допускают, что такой переход мог произойти уже в процессе накопления большепатомских отложений, объясняя временную (стратиграфическую) задержку поступления неопротерозойских цирконов в бассейн следствием “тонкокожей” тектоники региона.

Баллаганахско-дальнетайгинский цикл в терминах секвентной стратиграфии соответствует мегациклу или циклу первого порядка (Miall, 2010; Catuneanu, 2019). Такие циклы в зависимости от типа осадочного бассейна имеют мощности от нескольких сотен метров до нескольких километров и время формирования от нескольких миллионов до 100 и более млн лет. Подобные циклы или тектонические циклотемы длительностью от 1 до 10 млн лет характерны для мощных толщ, которые накапливались вдоль быстро погружавшихся континентальных окраин древних кратонов (Miall, 2017). Именно в такой геодинамической обстановке формировалась, по крайней мере, дальнетайгинская последовательность отложений Патомского бассейна. Жизненный цикл бассейнов форланд-типа сравнительно невелик и составляет первые десятки миллионов лет (Woodcock, 2004). В нашем случае заложение краевого прогиба форланда, очевидно, пришлось на позднебугарихтинское время, а орогенез и отмирание форланд-системы — на жербинское время (рис. 8). Эта форланд-система существовала чуть более 30 млн лет и сменилась эпикратонным бассейном непосредственно перед началом кембрийского периода.

Обстановки и стратиграфия Патомского бассейна. Наиболее ранние неопротерозойские отложения бассейна представляет тепторгинская серия, залегающая на кристаллическом фундаменте Сибирской платформы. Нижняя часть серии (пурпольская свита) сложена продуктами размыва коры глубокого химического выветривания,

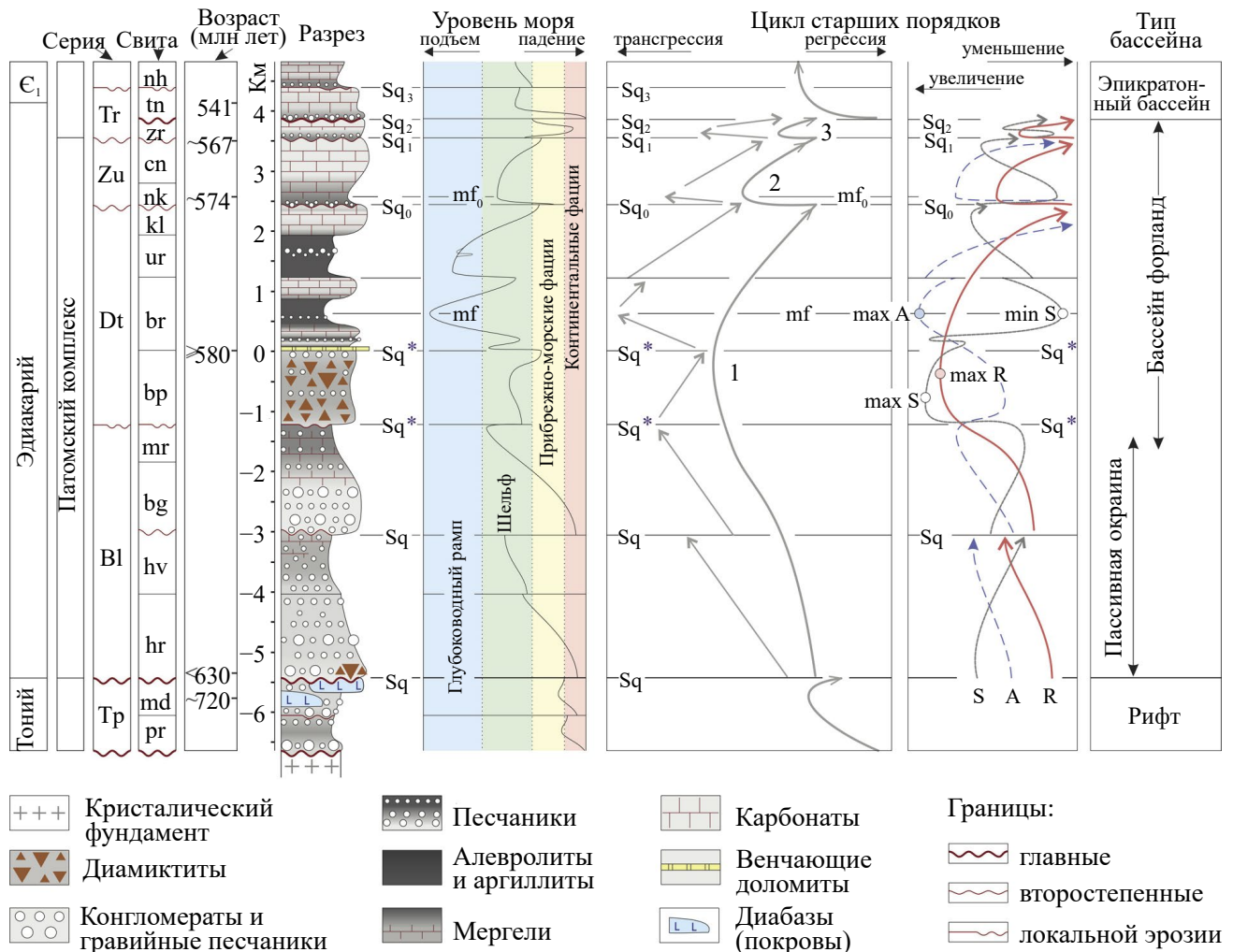


Рис. 8. Циклы, возраст, обстановки седиментации и геодинамические обстановки неопротерозойских отложений Патомского бассейна.

Цифры на схеме: 1, 2, 3 – тектоноциклы патомского комплекса и жербинской свиты (циклы первого порядка). Трансгрессивные и регрессивные циклы второго порядка соответствуют фациальным системам (systems tracts) секвенций. Sq – секвентные границы, Sq* – секвентные границы, связанные с Большепатомским ледниковым горизонтом. (A) – аккомодация (пространство, предоставленное для заполнения его осадками (пропорциональна глубине бассейна)); (R) – темп погружения бассейна (соответствует тектоноциклам); (S) – седиментация (относительное количество осадков, поступавших в бассейн (пропорциональна средней скорости седиментации)). Обозначения серий: Тр – теппортгинская, Bl – баллаганаская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская, Tr – трехверстная. Обозначения свит: пр – пурпольская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, vl – валюхтинская, nk – никольская, cn – ченченская, zg – жербинская, tn – тинновская, nh – нохтуйская.

а верхняя (медвежеская свита), напротив, представлена незрелой силикокластикой (Головенко, 1976; Иванов и др., 1995). Отложения накапливались в обстановках озерно-аллювиальных равнин, которые сменились морскими рифтогенными обстановками с вулканизмом основного состава (Иванов и др., 1995; Макарьев и др., 2010). Медвежеские вулканиды относятся к магматическому событию Franklin-Irkutsk LIP 720 млн лет (Ernst et al., 2016, 2023), которое произошло непосредственно перед началом криогения (Gladkochub

et al., 2019). В современных моделях именно это магматическое событие явилось одной из причин перехода к ледниковому (icehouse) климату Земли на этом стратиграфическом рубеже (Cox et al., 2016; Hoffman et al., 2017; Ernst et al., 2021; Dutkiewicz et al., 2024). Низкая степень химического выветривания, наблюдаемая уже в верхней части разреза пурпольской свиты (Головенко, 1976), указывает на постепенную аридизацию климата перед началом крупнейшего в истории Земли оледенения.

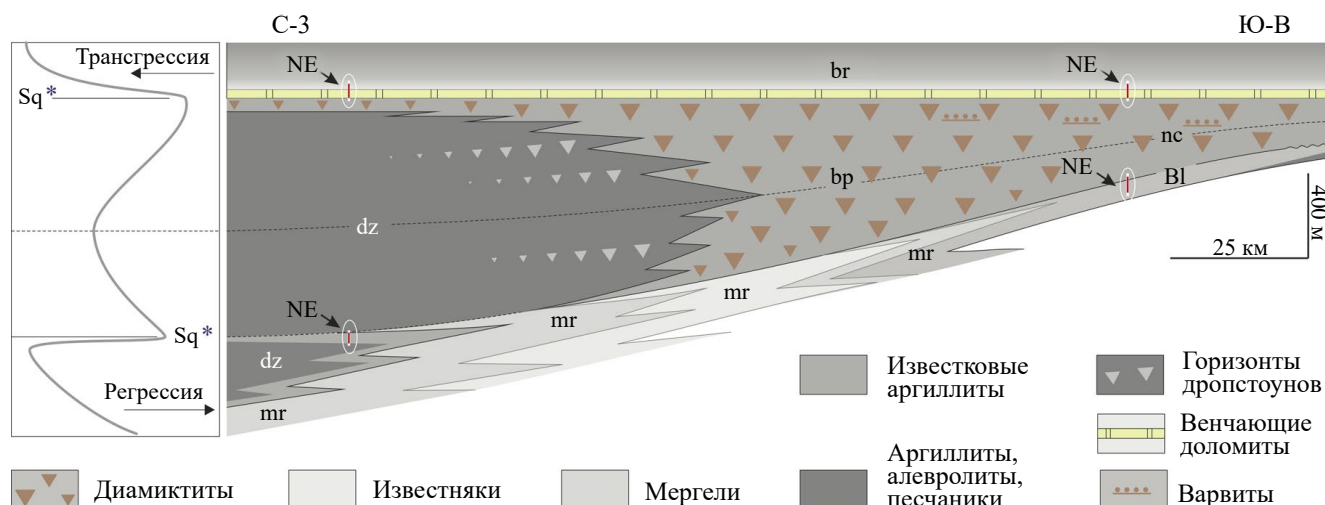


Рис. 9. Принципиальная схема стратиграфических взаимоотношений свит среднесибирского (большепатомского) гляцио-горизонта Патомского бассейна на отрезке от Березовского прогиба (р. Чара) на юго-востоке до верховьев р. М. Патом на северо-западе.

NE — интервалы отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в основании большепатомской и баракунской свит (рис. 1г). Обозначения свит: mr — маринская, dz — джемкуканская, bp — большепатомская, nc — ничатская, br — баракунская. Bl — баллагаханская серия нерасчлененная. Sq* — секвентные границы, связанные с началом и концом оледенения. Литологический состав свит показан для преобладающего типа отложений. Мощности отложений большепатомской джемкуканской и маринской свит показаны без учета последующей компакссии осадков. Мощность венчающего доломита показана не в масштабе.

Патомский комплекс отделен от тепторгинской серии крупным стратиграфическим перерывом, охватывающим практически весь криогений (более 80 млн лет) (рис. 10). Маломощный (до 30 м) горизонт диамиктитов, залегающий в основании патомского комплекса и интерпретированный как мариногляциальные отложения (Шацилло и др., 2023), в предложенной схеме, возможно, соответствует терминальному ледниковому периоду криогения — Марино (635 млн лет).

Центральное место в разрезе патомского комплекса занимает среднесибирский гляциогоризонт (Чумаков, 1993, 2015). В латеральной последовательности его отложений диамиктиты ничатской и большепатомской свит проксимальной зоны бассейна во внутренней (дистальной) зоне замещаются высокоуглеродистыми песчано-глинистыми осадочными породами джемкуканской свиты, содержащими лишь единичные горизонты дропстоунов (рис. 9). Очевидно, ограниченная область ледового разноса была обусловлена “теплой подошвой” (около 0°C) ледника, в результате чего почти весь захваченный айсбергами материал быстро вытаивал в прибрежной части бассейна (Чумаков, 1993). Такие фациальные взаимоотношения не характерны для оледенений криогения, когда ледовый разнос охватывал большую часть бассейновых акваторий (Le Heron, 2015; Hoffman et al., 2021). Ледниковые горизонты эдиакария, напротив, демонстрируют ограниченное распространение

айсбергового разноса (Wang et al., 2023a). В этом отношении структурно-фациальным и, вероятно, стратиграфическим аналогом Большепатомского бассейна являются эдиакарские (580 млн лет) мощные (более 1 км) мариногляциальные отложения формаций Mall Bay и Gaskiers Ньюфаундленда (Fitzgerald et al., 2024).

Отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ под большепатомскими диамиктитами (рис. 9) (Шацилло и др., 2023) имеет сходство по динамике и амплитуде с С-изотопным событием Трезона Южной Австралии (Rose et al., 2012; Klæbe, Kennedy, 2019). Однако $\delta^{13}\text{C}$ тренд Трезона в Австралии завершился до начала ледниковой седиментации, а Патомский тренд пересекает эту границу (Шацилло и др., 2023), совпадая с гляциоэвстатическим падением уровня моря (рис. 9). Теоретически глобальное и одновременное осушение огромных площадей шельфов и субаэральное окисление захороненного в их осадках органического вещества могло кратковременно сместить глобальный баланс $\delta^{13}\text{C}$ в сторону отрицательных значений. Очевидно, что это событие происходило одновременно с накоплением карбонатных осадков в дистальных фациальных зонах бассейнов.

Окончание большепатомского ледникового события отмечено отложением венчающих доломитов (Покровский и др., 2010; Чумаков и др., 2013), залегающих в основании карбонатно-глинистой трансгрессивной последовательности баракунской

Вся вышележащая постгляциальная последовательность неопротерозойских отложений Патомского бассейна включает три стратиграфических несогласия, задокументированных в основании никольской, жербинской и тинновской свит (рис. 8, 10). Несогласие в основании никольской свиты — преджуинский перерыв — представляет собой сильно расчлененную эрозионную поверхность с локальным топографическим рельефом до 100 м, который нивелирован песчаниками базальной куллекинской пачки никольской свиты (рис. 3). Эта поверхность является главной секвентной границей внутри патомского комплекса (Петров, 2018б). Очевидно, преджуинское событие — результат короткого эпизода падения уровня моря, сопровождавшегося осушением всей территории и быстрым врезом речных долин. В результате морской трансгрессии, последовавшей вскоре, еще до начала пенеппенизации ландшафта, эрозионные долины были быстро заполнены преимущественно песчаными осадками эстуариев. Такое развитие событий в прибрежных зонах бассейнов является характерным при быстрых и высокоамплитудных флуктуациях относительного уровня моря (Blum et al., 2013; Wang et al., 2019). Судя по исследованиям современных и четвертичных отложений врезанных долин, продолжительность их формирования является экстремально короткой (10^3 – 10^4 лет) с геологической точки зрения (Clement et al., 2017). Нельзя исключить, что преджуинское событие было связано с эпизодом высокоширотного оледенения, подобного “Последнему гляциальному максимуму” с близкой амплитудой (120–130 м) падения уровня моря (Lambeck et al., 2014; Yokoyama et al., 2018). Однако, с другой стороны, преджуинская форсированная регрессия могла быть следствием внутрибассейновой тектоники, отраженной в региональных и локальных высокочастотных тектонических циклах длительностью 10^4 – 10^5 лет (Miall, 2017). В любом случае преджуинский перерыв не имеет признаков крупного стратиграфического несогласия.

Несогласие в основании жербинской свиты (Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013) представляет собой серию внутриформационных перерывов, подчеркнутых поверхностями начального карстообразования (Pelechaty, 1998; Воробьева, Петров, 2023а). Осадочная последовательность, наблюдаемая в кровле ченченской свиты, отражает процесс мультициклической “проградации” песчаников жербинской свиты на поверхность ченченской карбонатной платформы в крайне мелководных обстановках суб- и супралиторали. Таким образом, в масштабе всей осадочной последовательности в пределах Уринского поднятия граница между этими свитами является непрерывной. Вместе с тем события на этой границе, очевидно, были связаны с инверсионной тектонической перестройкой Патомского бассейна и всей

юго-западной периферии Сибирского кратона (Чумаков и др., 2013; Советов, 2018).

Несогласие в основании тинновской свиты отмечено резкой эрозионной поверхностью с реликтами коры выветривания (Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004; Воробьева, Петров, 2023а). Эта поверхность перекрыта аллювиальными гравийными песчаниками базальной пачки тинновской свиты и далее трансгрессивными морскими глинисто-карбонатными отложениями, относящимися к переходной эдиакарско-кембрийской части разреза (рис. 8). Потоки силикокластики в это время, как и в жербинское время (Воробьева, Петров, 2023а), поступали из внешнего источника орогенной зоны в сторону Сибирской платформы (Иванов и др., 1995). Началу формирования отложений аллювиальной равнины раннетинновского времени, по крайней мере в пределах Уринского поднятия, предшествовал стратиграфический перерыв длительностью более 10 млн лет (рис. 10). События этого времени, прослеженные вдоль всей юго-западной периферии Сибирской платформы (Советов, 2018), отражают отмирание систем форланд-бассейна. Перекрывающие морские, преимущественно карбонатные отложения тинновской свиты накапливались уже в обстановках обширного эпикратонного бассейна Сибирской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохимические данные свидетельствуют о непрерывном тренде изменений в составе источников сноса, наблюдаемом в разрезе баллаганской и дальнотайгинской серий Уринского поднятия. На протяжении этого времени количество средней-основной компоненты в тонкозернистой силикокластике последовательно возрастало приблизительно от 10 до 50%. Процесс представлял собой эффект разбавления стабильного потока осадков кислого состава, поступавших с Сибирской платформы, возрастающими во времени потоками осадков основного состава, поступавших из внешней орогенной области. Непрерывная осадочная запись этих процессов указывает на отсутствие значительного стратиграфического перерыва при формировании баллаганско-дальнотайгинской осадочной последовательности, которая представляет трансгрессивно-регрессивный тектоноцикл первого порядка. Всего в разрезе неопротерозойских отложений района выделяются четыре таких цикла: тепторгинский, баллаганско-дальнотайгинский, жуинский и жербинский (рис. 8).

Тепторгинский цикл представляет рифтогенные терминальные отложения тония, сформированные непосредственно перед началом криогениевого периода. Отложения баллаганско-дальнотайгинского цикла накапливались в геодинамических обстановках пассивной окраины, которые без

перерыва сменились обстановками форланд-бассейна. Заложение краевого прогиба форланда произошло в самом конце баллаганакского времени, а максимальное погружение бассейна примерно совпало с большепатомским оледенением, что явилось причиной большой (более 1 км) мощности мариногляциальных отложений большепатомской и джемкуканской свит. Жуинский и жербинский циклы формировались на поздней стадии форланд-системы Патомского бассейна в условиях последовательного уменьшения аккомодации. Эта система просуществовала чуть более 30 млн лет и сменилась эпикратонным бассейном непосредственно перед началом кембрийского периода.

В последовательности неопротерозойских отложений Патомского бассейна выделяются только два крупных стратиграфических несогласия: в основании баллаганакской серии и в основании тинновской свиты (рис. 10). Таким образом, отсутствие признаков подобного несогласия внутри нижней части баракунской свиты предполагает, что весь патомский комплекс (баллаганакская, дальнотайгинская и жуинская серии) имеет эдиакарский возраст.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность А.В. Маслову, Б.Г. Покровскому и С.В. Рудько (ГИН РАН), а также А.Б. Кузнецову (ИГГД РАН) за обсуждение материалов и ценные замечания в процессе написания статьи, Б.В. Ермолаеву за выполнение химических анализов и А.С. Дубенскому (ГИН РАН) за консультации при интерпретации геохимических данных.

Источники финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № FMMG-2023-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109>
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Микрофоссилии и обстановки седиментации жербинского бассейна: верхний венд Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023а. Т. 31. № 5. С. 63–78. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23050095>
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Среднеуринская ассоциация органостенных микрофоссилий: нижний венд Патомского бассейна Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023б. Т. 31. № 5. С. 1–17. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23050095>
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М.* Новые находки нижневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–786.
- Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.
- Головенко В.К.* Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 144 с.
- Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В. и др.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
- Леонов М.В., Рудько С.В.* Находка вендских фоссилий в отложениях дальнотайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99. <https://doi.org/10.31857/S0024497X20030052>
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические и изотопные (Sr, Sm–Nd) свидетельства и данные U–Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
- Макарьев Л.Б., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Пай В.М., Семейкина Л.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50. Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.* Литогеохимические особенности отложений венда севера Патомского нагорья // Литология и полезн. ископаемые. 2022. № 5. С. 1–27. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22050056>
- Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю.* История формирования карагасской серии Бирюсинского Приаянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1114–1133.
- Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ван К.Л., Ли Х.Я.* Позднедокембрийский “предледниковый” этап осадконакопления на юге Сибирской платформы (по результатам изучения состава терригенных пород и детритовых цирконов) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 1. С. 28–44. <https://doi.org/10.15372/GiG2021192>
- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полезн. ископаемые. 2018а. № 5. С. 459–472.

- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2018б. № 6. С. 521–538.
- Петров П.Ю.* Арумбериоморфные текстуры баллаганакской серии Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия. СПб.: Свое издательство, 2021. С. 143–146.
- Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Представители миаохенской биоты из дошурамских отложений эдиакария (венда) Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 55–68.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X22010069>
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г.* С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.
<https://doi.org/10.31857/s0024497x20020068>
- Подковыров В.Н., Маслов А.В.* Условия образования протолитов метапелитов верхнего рифея и венда бодайбинской зоны Байкало-Патомского складчатого пояса // Геохимия. 2022. Т. 67. № 9. С. 842–863.
<https://doi.org/10.31857/S0016752522090059>
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В.* Литохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непско-Жуинского региона Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов С, О и Sg в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
<https://doi.org/10.7868/s0024497x15010048>
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полезн. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Геохимические особенности и проблемы генезиса неопротерозойских “венчающих доломитов” Патомского палеобассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С.* С-, О- и Sg-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шаццло А.В., Петров О.Л.* Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217350183>
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю.* Изотопный состав Sg в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.
<https://doi.org/10.31857/S0024497X20030052>
- Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045>
- Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присяяния и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 3–34.
- Хераскова Т.Н., Буш В.Л., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А.* Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 465–484.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю.* Источники обломочного материала неопротерозойских метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm–Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.
<https://doi.org/10.7868/S0016752516120025>
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю.* Изотопные (Sm–Nd, Pb–Pb и $\delta^{34}\text{S}$) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 213–244.
<https://doi.org/10.7868/S0869590318030019>
- Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.
- Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 611).

- Чумаков Н.М., Красильников С.С. Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 3. С. 58–78.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51. <https://doi.org/10.7868/S0869592X13040029>
- Шацлло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Покровский Б.Г., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Кузнецов А.Б. Изотопный состав С, О неопротерозойских до-, син- и постгляциальных карбонатов Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита (юг Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. № 2. С. 140–162. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22700021>
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111 (1–4). P. 165–202.
- Blum M., Martin J., Milliken K., Garvin M. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments // Earth-Sci. Rev. 2013. V. 116. P. 128–169. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.003>
- Bracciali L., Marron M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary provenance and petrogenesis: perspectives from petrography and geochemistry. Eds. Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Bristow T.F., Kennedy M.J., Derkowski A., Droser M.L., Jiang G., Creaser R.A. Mineralogical constraints on the paleoenvironments of the Ediacaran Doushantuo Formation // Proc. Nat. Acad. Sci. 2009. V. 106 (32). P. 13190–13195. <https://doi.org/10.1073/pnas.0901080106>
- Busch J.F., Hodgin E.B., Ahm A.-S.C., Husson J.M., Macdonald F.A., Bergmann K.D., Higgins J.A., Strauss J.V. Global and local drivers of the Ediacaran Shuram carbon isotope excursion // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. V. 579. 117368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117368>
- Calver C.R., Crowley J.L., Wingate M.T.D., Evans D.A.D., Raub T.D., Schmitz M.D. Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U–Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia // Geology. 2013. V. 41. P. 1127–1130. <https://doi.org/10.1130/G34568.1>
- Catuneanu O. Scale in sequence stratigraphy // Marine and Petroleum Geology. 2019. V. 106. P. 128–159. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.026>
- Chumakov N.M., Pokrovsky B.G., Melezhik V.A. The glacio-genic Bol'shoi Patom Formation, Lena River, Central Siberia // Mem. Geol. Soc. London. 2011a. № 36. P. 309–316. <https://doi.org/10.1144/M36.27>
- Chumakov N.M., Linnemann U., Hofmann M., Pokrovskii B.G. Neoproterozoic ice sheets of the Siberian Platform: U–Pb LA-ICP-MS ages of detrital zircons from the Bol'shoi Patom Formation and the geotectonic position of its provenance // Stratigr. Geol. Correl. 2011b. V. 19. № 6. P. 679–686. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869593811060013>
- Clement A.J.H., Fuller I.C., Sloss C.R. Facies architecture, morphostratigraphy, and sedimentary evolution of a rapidly-infilled Holocene incised-valley estuary: the lower Manawatu valley, North Island, New Zealand // Mar. Geol. 2017. V. 390. P. 214–233. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.011>
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. C. 1–37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
- Condon D.J., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. U–Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. V. 308. P. 95–98.
- Cox G.M., Halverson G.P., Stevenson R.K., Vokaty M., Poirier A., Kunzmann M., Li Z.-X., Denyszyn S.W., Strauss J.V., Macdonald F.A. Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 446. P. 89–99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.016>
- Dutkiewicz A., Merdith A.S., Collins A.S., Mather B., Ilano L., Zhirovic S., Müller R.D. Duration of Sturtian “Snowball Earth” glaciation linked to exceptionally low mid-ocean ridge outgassing // Geology. 2024. V. 52. P. 292–296. <https://doi.org/10.1130/G51669.1>
- Dymond J., Suess E., Lyle M. Barium in deep-sea sediment – a geochemical proxy for paleoproductivity // Paleoceanography. 1992. V. 7. P. 163–181.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., Lecheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700>
- Ernst R.E., Bond D.P.G., Zhang S.H., Buchan K.L., Grasby S.E., Youbi N., El Bilali H., Bekker A., Doucet L.S. Large igneous province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries // Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes. American Geophysical Union, Geophysical Monograph. 2021. V. 255. P. 1–27. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>

- Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: the initiation of Laurentia-Siberia separation // *Precambrian Res.* 2023. V. 394. 107111. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107111>
- Fitzgerald D.M., Narbonne G.M., Pufahl P.K., Dalrymple R.W. The Mall Bay Formation (Ediacaran) and the protracted onset of the Gaskiers glaciation in Newfoundland, Canada // *Precambrian Res.* 2024. V. 405. 107369. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107369>
- Gaschnig R.M., Rudnick R.L., McDonough W.F., Kaufman A.J., Valley J.W., Hu Z., Gao S., Beck M.L. Compositional evolution of the upper continental crust through time, as constrained by ancient glacial diamictites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2016. V. 186. P. 316–343. <https://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.03.020>
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Res.* 2019. V. 65. P. 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>
- Guacaneme C., Babinski M., Bedoya-Rueda C., Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Trindade R.I.F. Tectonically-induced strontium isotope changes in ancient restricted seas: the case of the Ediacaran-Cambrian Bambuí foreland basin system, east Brazil // *Gondwana Res.* 2021. V. 93. P. 275–290. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.02.007>
- Hiscott R.N. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace-element evidence // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. P. 1261–1267.
- Hoffman P.F., Halverson G.P., Domack E.W., Husson J.M., Higgins J.A., Schrag D.P. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial ‘cap dolostones’ diachronous? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.032>
- Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P. et al. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // *Science Advances.* 2017. V. 3. e1600983. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600983>
- Hoffman P.F., Halverson G.P., Schrag D.P., Higgins J.A., Domack E.W., Macdonald F.A. et al. Snowballs in Africa: sectioning a long-lived Neoproterozoic carbonate platform and its bathyal foreslope (NW Namibia) // *Earth Sci. Rev.* 2021. V. 219. 103616. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103616>
- Huang J.-H., Huang F., Evans L., Glasauer S. Vanadium: global (bio)geochemistry // *Chem. Geol.* 2015. V. 417. P. 68–89. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.019>
- Huang K.-J., Teng F.-Z., Shen B., Xiao S., Lang X., Ma H.-R., Fu Y., Peng Y. Episode of intense chemical weathering during the termination of the 635 Ma Marinoan glaciation // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2016. V. 113 (52). P. 14904–14909. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1607712113
- James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown // *Canadian J. Earth Sci.* 2001. V. 38. P. 1229–1262. <https://doi.org/10.1139/e01-046>
- Jiang G., Kennedy M.J., Christie-Blick N., Wu H., Zhang S. Stratigraphy, sedimentary structures, and textures of the Late Neoproterozoic Doushantuo cap carbonate in South China // *J. Sediment. Res.* 2006. V. 76. P. 978–995. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.086>
- Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* 1994. V. 111. P. 111–129.
- Klaebe R., Kennedy M. The palaeoenvironmental context of the Trezona anomaly in South Australia: do carbon isotope values record a global or regional signal? // *Depositional Rec.* 2019. V. 5. P. 131–146. <https://doi.org/10.1002/dep2.60>
- Kolesnikov A.V., Rud'ko S.V., Fedonkin M.A. Life on the way out of Shuram Excursion: new locality of Ediacaran biota in the Ura Uplift of the southern Siberian Platform // *Gondwana Res.* 2024. V. 125. P. 359–367. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.08.021>
- Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // *PNAS.* 2014. V. 111. P. 15296–15303. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1411762111
- Le Heron D.P. The significance of ice-rafted debris in Sturtian glacial successions // *Sediment. Geol.* 2015. V. 322. P. 19–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.001>
- Li J., Hao C., Wang Z., Dong L., Wang Y., Huang K.-J., Lang X., Huang T., Yuan H., Zhou Ch., Shen B. Continental weathering intensity during the termination of the Marinoan Snowball Earth: Mg isotope evidence from the basal Doushantuo cap carbonate in South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. V. 552. 109774. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109774>
- Li F., Penman D., Planavsky N., Knudsen A., Zhao M., Wang X., Isson T., Huang K., Wei G., Zhang S., Shen J., Zhu X., Shen B. Reverse weathering may amplify post-Snowball atmospheric carbon dioxide levels // *Precambrian Res.* 2021. V. 364. 106279. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106279>
- Liu P., Moczyłowska M. Ediacaran microfossils from the Doushantuo Formation chert nodules in the Yangtze Gorges area, South China, and new biozones // *Fossils and Strata.* 2019. V. 65. P. 1–172. <https://doi.org/10.1002/9781119564225.ch1>
- McLennan S.M. Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.

- Meffre S., Large R.R., Scott R.A., Woodhead J.D., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
<http://dx.doi.org/10.1006/jssc.1997.7704>
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // *J. Geol. Soc.* 2009. V. 166. P. 183–191.
- Miall A.D. The Geology of Stratigraphic Sequences. Second edition. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 522 p.
- Miall A.D. Sequence Stratigraphy and Geologic Time // *Stratigraphy and Timescales*. 2017. V. 2. P. 59–83.
<http://dx.doi.org/10.1016/bs.sats.2017.06.001>
- Moczyłowska M., Nagovitsin K. Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precambrian Res.* 2012. V. 198–199. P. 1–24.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.010>
- Myrow P.M., Kaufman A.J. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada // *J. Sediment. Res.* 1999. V. 69. P. 784–793.
- Paytan A., Kastner M., Chavez F.P. Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the equatorial Pacific as indicated by marine barite // *Science*. 1996. V. 274. P. 1355–1357.
- Pelechaty S.M. Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London*. 1998. V. 155. P. 957–973.
<http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.155.6.0957>
- Petrov P.Yu., Vorob'eva N.G. Fossils, pseudofossils and problematics from the Ura Formation: Ediacaran of the Patom Basin, Siberia // *Precambrian Res.* 2023. V. 397. 107188.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107188>
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian Craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015>
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D., Gomez-Perez I., Al Baloushi B., Boag T.H., Busch J.F., Sperling E.A., Strauss J.V. Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2020. V. 117 (29). P. 16824–16830.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2002918117>
- Rose C.V., Maloof A.C. Testing models for post-glacial 'cap dolostone' deposition: Nuccaleena Formation, South Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 296. P. 165–180.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.031>
- Rose C.V., Swanson-Hysell N.L., Husson J.M., Poppick L.N., Cottle J.M., Schoene B., Maloof A.C. Constraints on the origin and relative timing of the Trezona $\delta^{13}\text{C}$ anomaly below the end-Cryogenian glaciation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 319–320. P. 241–250.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.027>
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.V., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurava O.K. Pb–Pb dating of the Dal'naya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: implication of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. 106285.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. 2nd Edition. 2014. P. 1–51.
<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal_Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85 (5). P. 987–1011.
<https://doi.org/10.1666/11-022.1>
- Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Rus. J. Earth Sci.* 2002. V. 4. P. 363–387.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Totten M.W., Hanan M.A., Weaver B.L. Beyond whole-rock geochemistry of shales: the importance of assessing mineralogical controls for revealing tectonic discriminants of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2000. V. 112 (7). P. 1012–1022.
- Tribouillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // *Chem. Geol.* 2006. V. 232. P. 12–32.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>
- Wang R., Colombero L., Mountney N.P. Geological controls on the geometry of incised-valley fills: insights from a global dataset of late Quaternary examples // *Sedimentology*. 2019. V. 66. P. 2134–2168.
<https://doi.org/10.1111/sed.12596>
- Wang R., Xing C., Wen B., Wang X., Liu K., Huang T., Zhou C., Shen B. The origin of cap carbonate after the Ediacaran glaciations // *Global and Planetary Change*. 2023a. V. 226. 104141.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104141>
- Wang R., Shen B., Lang X., Wen B., Mitchell R.N., Ma H., Yin Z., Peng Y., Liu Y., Zhou C.A. Great late Ediacaran ice age // *Nat. Sci. Rev.* 2023b. V. 10 (8). nwad117.
<https://doi.org/10.1093/nsr/nwad117>
- Woodcock N.H. Life span and fate of basins // *Geology*. 2004. V. 32 (8). P. 685–688.
<https://doi.org/10.1130/G20598.1>
- Xiao S., Narbonne G.M. The Ediacaran Period // *Geologic Time Scale*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Oxford: Elsevier, 2020. V. 1. P. 521–561.
<https://www.doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8>
- Yokoyama Y., Esat T.M., Thompson W.G., Thomas A.L., Webster J.M., Miyairi Y., Sawada C., Aze T., Matsuzaki H., Okuno J. et al. Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum // *Nature*. 2018. V. 559. P. 603–607.
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0335-4>

Рецензенты А.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский

Provenance of the Sediments, Cyclicity and Age of Neoproterozoic Deposits of the Patom Basin of Siberia

P. Yu. Petrov

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru*

A geochemical method was used to assess the continuity of accumulation of Neoproterozoic sedimentary secession of the Patom Basin as part of the Teptorga, Dal'nyaya Taiga and Zhuya groups, as well as the overlying Zherba Formation. Based on the identified continuity in changes in the composition of the sediment sources (provenance) and on the basis of an analysis of higher-order cyclicity, the stratigraphic volume of the Patom Supergroup within the boundaries of the Ediacaran system was revised. The history of the formation of the Patom Basin is considered with an emphasis on stratigraphically significant episodes of its sedimentary record.

Keywords: Ediacaran, Vendian, geochemical trends, chemostratigraphy

УДК 551.735. 551.736

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2025 г. М. И. Тучкова^{1, *}, Т. В. Филимонова¹, Т. Н. Исакова¹,
В. Э. Загоскина-Белошей¹, С. Д. Соколов¹, А. С. Дубенский¹

¹Геологический институт, Российская академия наук, Москва, Россия
*e-mail: tuchkova@ginras.ru

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 13.07.2024 г.

Принята к публикации 02.08.2024 г.

В палеозойских отложениях острова Врангеля широко распространены конгломераты, которые встречаются на разных стратиграфических уровнях. Конгломераты Центральной тектонической зоны, относимые предшественниками к каменноугольным, представлены двумя типами, различающимися составом составляющих их компонентов. Конгломераты первого типа сложно построены, в их составе доминируют обломки метаморфических сланцев и вулканитов основного состава. В конгломератах второго типа преобладают окатанные обломки кварца, известняков и фаунистические остатки. Состав конгломератов второго типа аналогичен внутриформационным конгломератам из разрезов Северной тектонической зоны, возраст которых по фаунистическим остаткам достоверно установлен как гваделупско-лопинский (средне-позднепермский). Таким образом, конгломераты Центральной зоны острова, скорее всего, разновозрастные, при этом более поздние (конгломераты второго типа) можно отнести к средне-верхнепермским. Два горизонта разновозрастных конгломератов в центральной зоне острова Врангеля указывают на локальные перестройки в начале башкирского века и в гваделупско-лопинское (средне-позднепермское) время. Подобные перестройки, сопровождающиеся несогласиями, прослеживаются в пермских отложениях Свирдрупского бассейна Арктической Канады.

Ключевые слова: палеозой, конгломераты, палеогеография, остров Врангеля

DOI: 10.31857/S0869592X25020042, **EDN:** UHWGRE

ВВЕДЕНИЕ

Конгломераты острова Врангеля, установленные на различных стратиграфических уровнях палеозоя, располагаются в основании девонских, каменноугольных и пермских разрезов. Наличие каменноугольных и пермских отложений на о. Врангеля подтверждено многочисленными находками фауны, что позволило показать геологические границы этих отложений на карте острова (Косько и др., 2003). В то же время эти отложения находятся в сложных взаимоотношениях, не всегда четко различимы между собой, но тем не менее на карте разделены на несколько стратифицированных комплексов (Косько и др., 2003): верхнесилурийско-нижнедевонский, верхнедевонско-нижнекаменноугольный, девонский, нижнекаменноугольный, ниже-верхнекаменноугольный и пермский (рис. 1). В.Г. Ганелин предлагает несколько иное деление палеозойских отложений (Ганелин и др., 1989; Ганелин, 2022). Однако в настоящей статье оно не используется, так как в этих публикациях не учитываются складчато-надвиговое строение острова (Соколов и др.,

2017; Моисеев и др., 2019) и новые геохронологические данные о возрасте фундамента (Лучицкая и др., 2016; Моисеев и др., 2018), особенно в центральной части острова.

Для ниже-верхнекаменноугольных образований предшественниками отмечена фациальная зональность: от мелководных обстановок на севере, в верхнем течении р. Неизвестная, к более глубоководным на юге острова, в верховьях р. Хищников (Косько и др., 2003). Для пермских отложений прослеживается такая же фациальная зональность, где наиболее глубоководные пермские отложения представлены сланцами, а более мелководные — известняками и сланцами, при этом количество сланцев возрастает вверх по разрезу. М.К. Косько с соавторами (2003) отмечают, что контакты между пермскими и каменноугольными образованиями стратиграфические, но если в одних случаях граница между ниже-верхнекаменноугольными и пермскими отложениями постепенная, как, например, в верховьях р. Хищников, то в других она литологически резкая (мыс Птичий Базар).

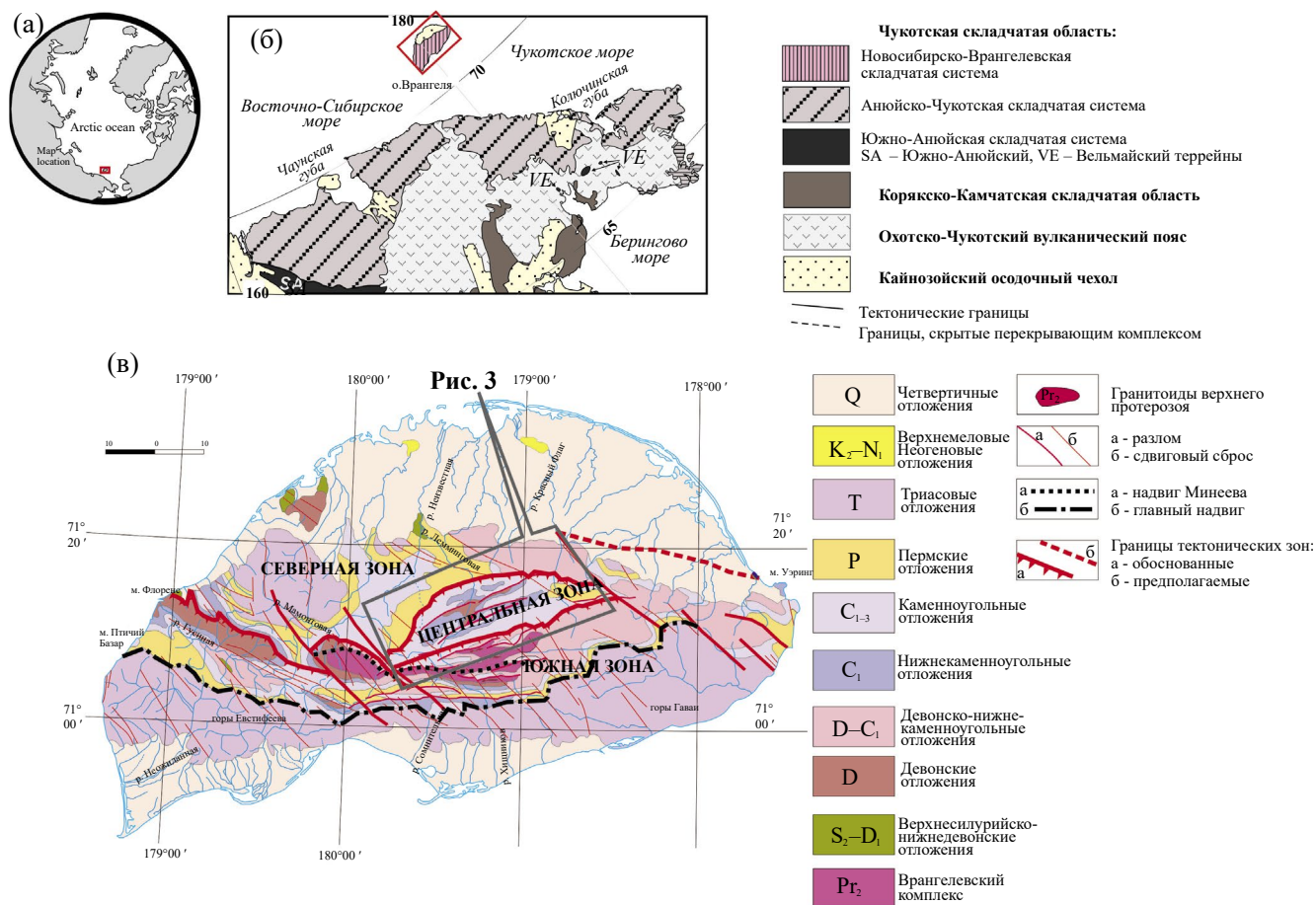


Рис. 1. (а) Положение района исследований на карте России (выделено красным прямоугольником); (б) тектоническая схема Чукотки, составлена по данным (Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 2010; Ватрушкина, 2021), с изменениями; район исследований выделен красным прямоугольником; (в) геологическая карта острова Врангеля с выделенными тектоническими зонами, границы зон по (Соколов и др., 2017); геологическая основа по (Косько и др., 2003); многоугольник на геологической карте показывает положение рис. 3.

Возраст осадочных пород установлен на основании фаунистических данных (Косько и др., 2003). Фаунистические сборы, перечисленные в работах (Ганелин и др., 1989; Косько и др., 2003), датируют палеозойские отложения до яруса, но некоторые участки острова остаются плохо изученными, поэтому на геологической карте они имеют общий индекс, например C₁₋₃ или D–C₁.

В основании каменноугольного и пермского разреза центральной части острова, в бассейне рек Неизвестная и Красный Флаг, установлены конгломераты разного состава, залегающие на более древних породах – эффузивах основного и кислого состава (Косько и др., 2003). Эффузивы считались протерозойскими и нижнекембрийскими (Каменева, 1975) или нижнекаменноугольными (Ганелин и др., 1989; Косько и др., 2003), так как они с несогласием перекрываются верхнекаменноугольными известняками. Более поздние исследования показали, что метабаазальты и метариолиты

пространственно сближены, и их возраст соответствует неопротерозойскому и среднекембрийскому (Соколов и др., 2017; Моисеев и др., 2019).

В работе (Косько и др., 2003) отмечено, что в бассейнах рек Неизвестная и Красный Флаг разрез составлен приблизительно, но при этом многочисленные фаунистические остатки свидетельствуют о ранне-позднекаменноугольном возрасте карбонатных пород и конгломератов, перекрывающих метабаазальты или метариолиты (Косько и др., 2003). Там же отмечено, что пермские отложения, встречающиеся севернее, в районе устья р. Лемминговая, сложены известняками и сланцами, содержащими прослойки внутриформационных конглобрекций и пермскую фауну.

В 2006 и 2014 гг. авторами настоящей статьи на о. Врангеля были проведены полевые работы, результатом которых были новые фаунистические определения возраста известняков центральной

части острова. Работы сопровождались детальными литологическими исследованиями, включающими описание и анализ минерального и геохимического состава терригенных и карбонатных пород разреза.

В настоящей статье представлены результаты изучения и комплексного анализа терригенно-карбонатных отложений Центральной тектонической зоны о. Врангеля, частью которых являются конгломераты, относимые ранее к нижнему карбону.

МЕТОДИКА

Для корректного сопоставления полученных результатов все данные анализировались по одинаковой методике — описание шлифов и подсчет их компонентов, анализ геохимических и изотопных данных, анализ глинистой составляющей тонкозернистых пород (аргиллитов). Описание шлифов проводилось по группам, включающим терригенные (конгломераты и гравелиты, песчаники и аргиллиты) и карбонатные (известняки и доломиты) породы. Подсчет компонентов песчаников осуществлялся по методике В.Д. Шутова (1972). Аналогично проводился подсчет грубозернистых пород (конгломератов и гравелитов), но для сопоставимости результатов подсчета в обеих разностях были подсчитаны обломки только гравийной размерности. Для анализа состава гравелитов и песчаников использовалась классификационная диаграмма Дотта (Dott, 1964), дополнительно были построены гистограмма состава обломков пород и дочерняя треугольная диаграмма. При описании шлифов карбонатных пород использовалась классификация Р. Данхема (Dunham, 1962).

Состав глин определен с помощью рентгеновской дифракции (XRD), анализы выполнены на дифрактометре ДРОН-3М, замеры и интерпретация произведены В.Л. Косоруковым (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва).

Химические анализы ICP проводились в аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в Лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева. Для автоклавного растворения образцов использовали систему МКП-05 НПВФ производства АНКОН-АТ-2 (Россия) и ее модернизированный в ИПТМ РАН аналог, полная методика описана в работе (Карандашев и др., 2016).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Остров Врангеля относится к Новосибирско-Врангелевской складчатой системе Чукотской складчатой области (рис. 1б), в составе которой

выделяются террейны Котельный, Беннета и Врангелевский (Соколов и др., 2010). Остров Врангеля имеет складчато-надвиговую структуру северной vergentности, которая была сформирована в условиях субмеридионального сжатия в конце неокома в результате деформаций, вызванных коллизией Чукотского микроконтинента с активной окраиной Сибири (Соколов и др., 2010; Вержбицкий и др., 2015; Моисеев и др., 2018).

Территория острова Врангеля разделена на три тектонические зоны (Соколов и др., 2017), различающихся по строению их разрезов (рис. 1в). В Южной тектонической зоне каменноугольные и пермские отложения содержат многочисленные и разнообразие фаунистические остатки. В Северной тектонической зоне каменноугольный интервал разреза отсутствует, но пермский возраст отложений имеет надежное фаунистическое обоснование. В Центральной тектонической зоне интервал накопления конгломератов и перекрывающих их известняков предшественники относили к ранне-среднекаменноугольному этапу и считали его непрерывным (Косько и др., 2003, с. 37). Более поздние наблюдения позволили расчленить каменноугольные образования Центральной зоны на несколько толщ, различающихся по литологическим характеристикам (Соколов и др., 2017; Tuchkova et al., 2018).

Отметим, что в настоящей статье используется трехчленное деление каменноугольного периода, как принято в Общей стратиграфической шкале (Стратиграфический..., 2019). Необходимо также указать, что здесь не используется термин “свита”, широко применяемый предыдущими исследователями. Это объясняется тем, что породы о. Врангеля смяты в сложные складки и часто имеют тектонические контакты внутри так называемой “свиты”, связанные с его многоактной деформационной историей (Вержбицкий и др., 2015; Моисеев и др., 2018). В связи с этим в статье используются термины “тектоностратиграфическая единица” или “тектоностратиграфический комплекс”, объединяющие породы стратиграфических интервалов, обозначенных на карте предшественников и называемых ими “стратифицированные комплексы” (Косько и др., 2003, рис. 3.2).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

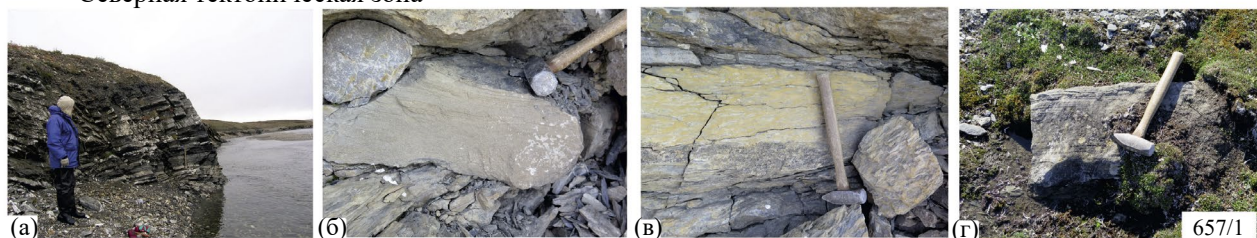
На острове Врангеля породы фундамента и осадочного чехла имеют субширотное простирание компрессионных структур, связанных с поздне-киммерийской орогенцией. В разрезе осадочного чехла установлены отложения широкого стратиграфического интервала от верхнего силура до верхнего триаса (Тильман и др., 1970; Бялобжеский, Иванов, 1971; Ганелин и др., 1989; Косько и др., 2003) (рис. 2а–2ж).

Пермские отложения без видимого несогласия перекрывают известняки с каменноугольной фауной. Граница между отложениями проводится на основании смены каменноугольной карбонатной части разреза пермской терригенной (Косько и др., 2003). Разрез пермских отложений сложен преимущественно сланцами, в восточной части острова, на мысе Уэринг, известковыми, пермский возраст установлен на основании находок фораминифер (Ганелин и др., 1989; Косько и др., 2003).

В разрезе **Северной тектонической зоны** (рис. 2ж) выделены отложения верхнесилурийско-нижнедевонского и пермского комплексов (Косько и др., 2003; Ганелин, 2022). Пермский комплекс прослеживается в береговых обрывах рек Тундровая и Лемминговая, в окрестностях г. Тундровая и гор Дрем-Хед. Он образован двумя толщами — нижней карбонатной и верхней терригенной, переход

между которыми постепенный. Карбонатная толща сложена плитчатыми известняками с запахом сероводорода, известковистыми песчаниками и аргиллитами. В терригенной толще отмечены прослои и пачки аргиллитов, переслаивающиеся с известняками и внутриформационными известняковыми брекчиями и конглобрекчиями. Мощность прослоев аргиллитов обычно 10–50 см, но иногда, в верхней части разреза, может составлять 5–6 м (рис. 3а). Помимо этого, в толще обнаружена небольшая (мощностью не более 10 см) нептуническая дайка, сложенная кварцитовидным песчаником (рис. 3б). Прослои брекчий имеют мощность 50–70 см, при этом синседиментационные обломки в них имеют размер от 0.5–1 до 10–12 см. Также встречаются редкие прослои грубозернистых песчаников, иногда градационных или содержащих крупные обломки гравийной размерности и крупнее (рис. 3в, 3г).

Северная тектоническая зона



Центральная тектоническая зона

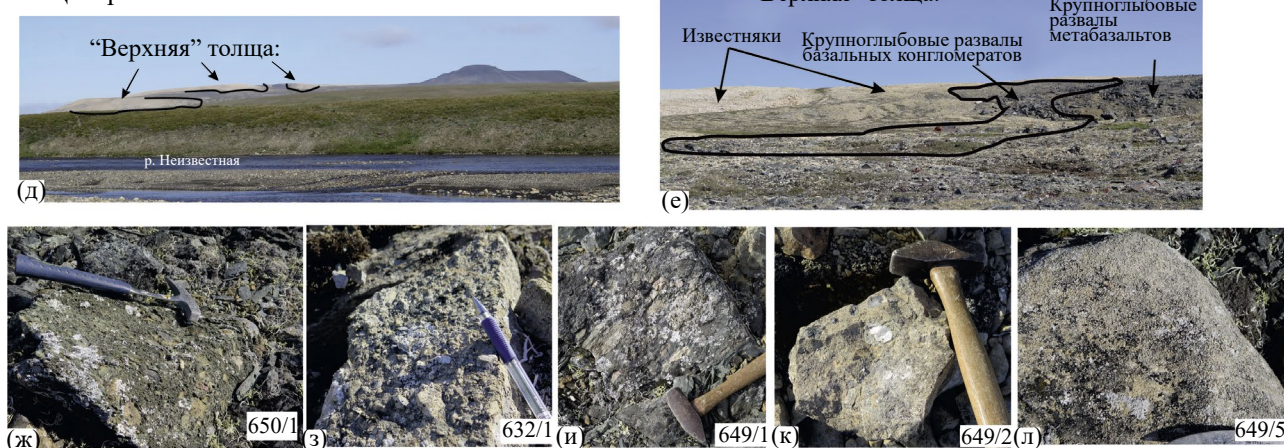


Рис. 3. Фотографии обнажений и типов пород Северной (а–г) и Центральной (д–л) тектонических зон о. Врангеля.

(а) — общий вид обнажения пермских пород в береговых обрывах р. Лемминговая, вид с севера на юг; (б) — прослой известкового песчаника с горизонтальной слоистостью в верхней части прослоя и округлое тело кварцитовидной песчаной дайки в том же обнажении; (в) — прослой внутриформационного конгломерата с уплощенными обломками, правый борт р. Лемминговая; (г) — обломок песчаника с градационной слоистостью, верховье р. Неизвестная; (д) — панорама выходов среднекаменноугольных известняков в левом борту среднего течения р. Неизвестная, линии контакта подчеркнуты черной линией; (е) — выходы базальных конгломератов в бассейне р. Неизвестная, перекрываемых карбонатами «верхней» толщи; (ж–к) — первый тип базальных конгломератов: (ж) — с обломками базальтов разного размера, обилие вулканогенного материала придает породе зеленый цвет; (з) — с обломками игнимбритов, сланцев и известняков; (и) — базальный конгломерат полимиктовый; (к) — базальный конгломерат олигомиктовый, хорошо виден окатанный обломок жильного кварца; (л) — кварцевый гравелит — «кварцит», практически лишенный цемента и содержащий окатанные зерна кварца.

В карбонатных отложениях пермского комплекса разреза р. Лемминговая предшествующими были обнаружены фораминиферы, которые позволяют отнести эти отложения к приуральскому (Косько и др., 2003) или приуральско-биармийскому отделам пермской системы (Ганелин, 2022). Вышележащая толща содержит фрагменты бактериальных корок призматического кальцита, фораминиферы и брахиоподы казанского яруса — татарского отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы для Восточно-Европейской платформы, ололонского и колымского отделов пермской системы Региональной стратиграфической шкалы для Колымо-Омолон-Чукотского региона (Решения..., 2009) или гваделупского и лопинского отделов Международной стратиграфической шкалы (Cohen et al., 2013). Брахиоподы представлены видами *Waagenoconcha payeri* (Toula), *Kuwelousia* cf. *weiprechtii* (Toula) (Ганелин и др., 1989; Косько и др., 2003), определены фораминиферы *Nodosaria* cf. *gigantea* Sossipatrova, *N. mucronata* Karavaeva, ?*Pseudotristix* sp. (Tuchkova et al., 2018, обр. 676/2). В обломочных известняках, наравне со средне-позднепермской фауной, обнаружены обломки кораллов силурийского возраста (лудловский отдел, обр. 676/2) (определение О.Л. Коссовой, Институт Карпинского (ВСЕГЕИ)).

В Центральной тектонической зоне, в бассейне среднего течения р. Неизвестная (рис. 2б–2д) и р. Красный Флаг (рис. 2е), выделяются несколько тектоно-стратиграфических комплексов, имеющих разный возраст. В основании разреза залегают metabазальты и метариолиты. На основе U–Pb датирования зерен циркона из метариолитов и metabазальтов их возраст оценивается в ~590–610 и ~510–608 млн лет соответственно (Моисеев и др., 2019), что указывает на неопротерозойский и среднекембрийский возраст их формирования. Девонско-нижнекаменноугольный комплекс сложен терригенно-карбонатными породами (рр. Неизвестная, Красный Флаг, рис. 2б, 2е), а нижнекаменноугольные отложения представлены переслаиванием известковистых аргиллитов и песчаных известняков, иногда окремненных, в разрезе р. Красный Флаг (рис. 2е).

Помимо отложений девонско-нижнекаменноугольного комплекса, на неопротерозойских metabазальтах и метариолитах залегают конгломераты (рис. 2в, 2д, 2е). Выше по разрезу конгломераты и гравелиты надстраиваются органогенными и органогенно-обломочными известняками, а также известковыми песчаниками с башкирско-московской фауной (Богословская, 1995; Косько и др., 2003; Tuchkova et al., 2018).

В бассейне р. Красный Флаг (рис. 2е) непосредственно на породах девонско-нижнекаменноугольного комплекса залегают известняки и известковистые песчаники с прослоями эвапоритов,

а вот базальные конгломераты отсутствуют. Микрофауна из карбонатных отложений позволяет датировать возраст вмещающих пород московско-касимовским интервалом (Tuchkova et al., 2018). Вместе с микрофауной обнаружены остатки макрофауны — кораллов *Siphonodendron inopinatum* (Gorsky) (обр. 706/7), указывающих на их поздне-визейско-раннесерпуховский возраст (определение О.Л. Коссовой, Институт Карпинского (ВСЕГЕИ)).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Положение конгломератов в разрезах Центральной и Северной тектонических зон

В составе каменноугольно-пермских отложений Центральной тектонической зоны выделяются две толщи, различающиеся по структурному положению и литологическому строению (Соколов и др., 2017; Tuchkova et al., 2018).

“**Нижняя**” толща залегает на породах девонско-нижнекаменноугольного комплекса, метариолитах и metabазальтах неопротерозоя—среднего кембрия. Она сложена известняками с редкими прослоями терригенных пород и эвапоритов, наблюдающихся в верхней ее части (р. Красный Флаг) (рис. 2е). Известняки чередуются с линзами или прослоями кремней. Мощность прослоев кремней составляет 5–6, редко 10 см. Известняки и известковые песчаники серые и темно-серые, с градиционной слоистостью.

Эвапориты “нижней” толщи (рис. 2е) представлены чередованием гипсоносных пород с известковистыми аргиллитами и алевролитами. Прослой эвапоритов имеют мощность не более 10–12 см и выделяются в разрезе яркими белыми цветами. Вверх по разрезу мощности эвапоритовых прослоев увеличиваются, количество терригенного материала уменьшается и в некоторых случаях практически исчезает.

Отложения “**верхней**” толщи полого залегают на вершинах сопок, с угловым несогласием перекрывая породы неопротерозоя—среднего кембрия, девонско-нижнекаменноугольные и породы “нижней” толщи (рис. 3д, 3е). В основании толща сложена конгломератами, которые согласно перекрываются серыми и темно-серыми органогенно-обломочными известняками с многочисленной фауной (рис. 2в–2е).

Базальные конгломераты “верхней” толщи по строению и составу обломков разделены на два типа. **Конгломераты первого типа** имеют сложное трехчленное строение. Залегающие в основании толщи конгломераты сложены обломками базальтов разной степени окатанности, размером 5–10 см (рис. 3ж). Конгломераты, залегающие выше, полимиктовые, они состоят из обломков размером 5–15 см, среди которых преобладают базальты

и сланцы, значительно меньше кварца и известняков (рис. 3и). Цементом в конгломератах служит карбонатное вещество (кальцит и доломит) с гравийным матриксом. Обломки известняков представлены пелитоморфными или тонкополосчатыми, реже с кремнистыми прослойками, а также сильно перекристаллизованными водорослевыми известняками. Конгломераты верхней части толщи олигомиктовые, сложены в основном окатанными обломками кварца размером 1.5–4 см (рис. 3к). Завершают разрез крупнозернистые гравийные песчаники с редкими окатанными обломками кварца размером от 0.3 до 1.5 см. Породы практически лишены цемента, или, если он присутствует, цементирующее вещество представлено рассыпающейся оранжевой лимонитизированной массой (рис. 3л).

В целом конгломераты первого типа надстраиваются известняками, содержащими среднекаменноугольную фауну: остатки кораллов, мшанок, брахиопод, криноидей, водорослей и т.д. (Ганелин

и др., 1989; Косьюко и др., 2003). Находки фораминифер 2014 г. из известняков бассейна р. Красный Флаг представлены видами *Neostaffella* aff. *porrecta* Rumjanzeva (обр. 706/1); *Eowaeringella* ex gr. *lata* (Thompson), *Eowaeringella* aff. *castigata* Solovieva, *Eowaeringella* aff. *pseudomatura* (Ross et Tyrrell), *Eowaeringella* sp., *Kanmeraia* aff. *pseudozelleri* Solovieva, *Kanmeraia* sp., *Pseudoendothyra* sp. (обр. 701/1) московско-касимовского возраста (Tuchkova et al., 2018) (рис. 4).

Конгломераты второго типа, залегающие на метариолитах, сложены обломками карбонатных пород, сланцев, кремней и небольшим количеством обломков вулканитов (рис. 3з, 4). Эти конгломераты перекрываются органогенно-обломочными известняками с предположительно пермской микрофауной – ?*Nodosinelloides* sp. (обр. 632/4) и ?*Hemigordius* sp. (обр. 638/1) (определения Т.Н. Исаковой и Т.В. Филимоновой, из находок 2014 г.; Tuchkova et al., 2018).

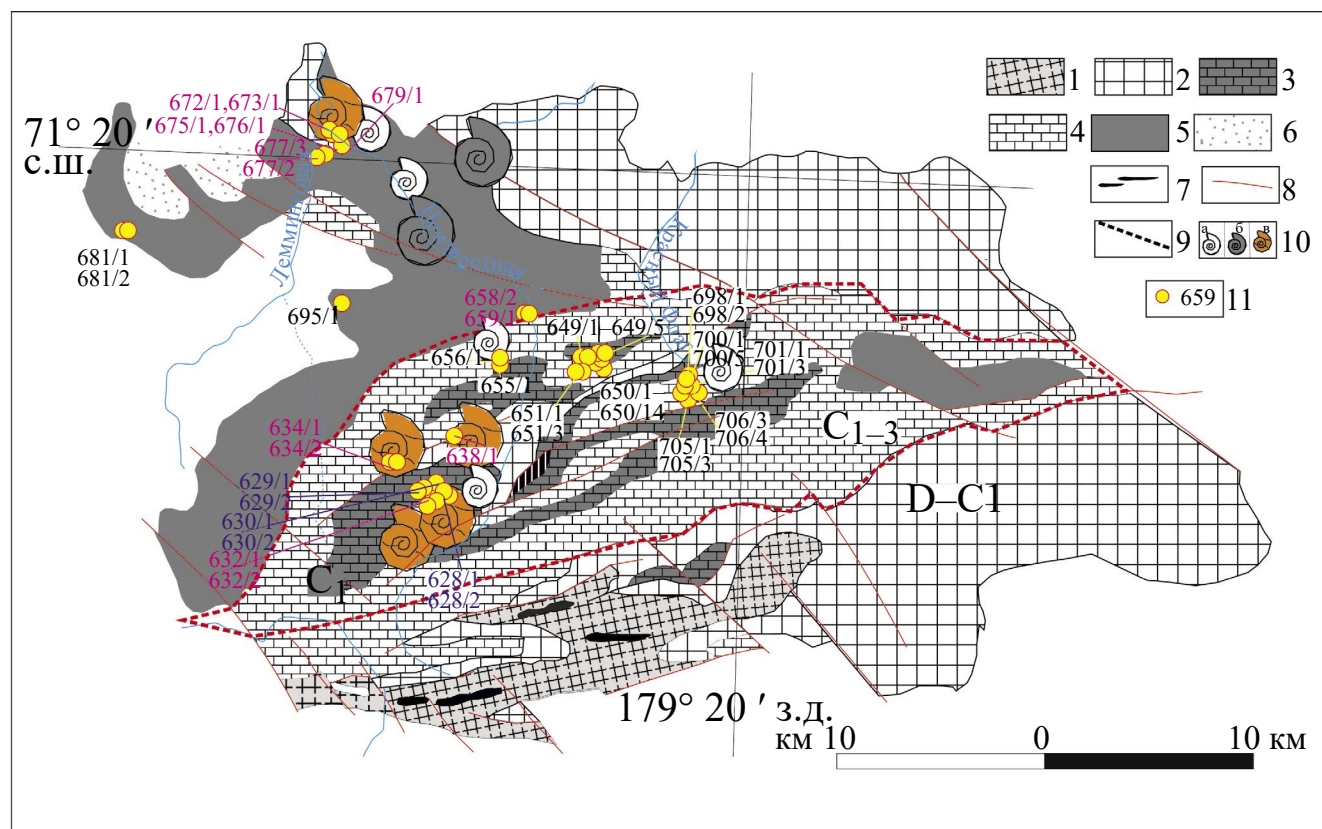


Рис. 4. Детализированная карта Центральной тектонической зоны с положением отбора образцов, составлена по материалам (Косьюко и др., 2003), с упрощением, положение фрагмента карты показано на рис. 1.

1 – докембрийские образования; 2 – палеозойские отложения, включающие силурийско-девонские, девонские и девонско-нижнекаменноугольные; 3 – нижнекаменноугольные отложения; 4 – нижне-верхнекаменноугольные отложения; 5 – пермские отложения; 6 – триасовые отложения; 7 – гранитоиды верхнего протерозоя и кембрия; 8 – разломы; 9 – границы тектонических зон; 10 – положение точек находок фауны в пермских отложениях: а – по (Ганелин и др., 1989; Косьюко и др., 2003), б – по (Черняк, Каменева, 1976), в – сборы авторов настоящей работы; 11 – номера образцов и их положение на геологической карте: черным шрифтом показаны образцы из каменноугольных пород, красным – из средне-верхнепермских, синим – из среднекаменноугольно-пермских.

В “верхней” толще также встречаются фрагменты разреза известняков, залегающих на metabазальтах и в основании которых конгломераты отсутствуют (рис. 2д). В этих органогенно-обломочных известняках содержатся фораминиферы *Glomospira* sp.?, *Palaeotextularia* sp. (Tuchkova et al., 2018) (обр. 628/1) широкого стратиграфического интервала от среднекаменноугольного до пермского. Поэтому данная толща известняков рассматривается нами как имеющая объединенный среднекаменноугольно-пермский возраст (обр. точек наблюдения 628, 629, 630; рис. 4).

Таким образом, в известняках “верхней” толщи, перекрывающих сложнопостроенные конгломераты первого типа, содержатся фаунистические остатки среднекаменноугольного возраста. Известняки, надстраивающие конгломераты второго типа более простого строения, предположительно пермские. Среднекаменноугольно-пермский возраст имеют известняки, в основании разреза которых конгломераты не содержатся.

Вещественный состав пород

Для определения состава размывавшихся пород при формировании конгломератов в них были подсчитаны обломки пород и зерна гравийной и песчаной размерности. По аналогии с классификацией песчаников состав гравелитов вынесен на треугольную диаграмму Q–F–L (рис. 5а), на которой все образцы располагаются в поле лититовых аренитов.

По составу гравелиты разделяются на два типа, которые соответствуют двум типам конгломератов. В первом типе доминируют обломки основных вулканитов и метаморфических сланцев, присутствуют кварц и полевые шпаты (табл. 1; рис. 5а, 5в). В некоторых образцах (обр. 649/1, 650/9, 650/10) отмечены обломки карбонатных пород. Устанавливается определенная закономерность: в основании конгломератов, где гравийный материал представлен преимущественно обломками базальтов (рис. 6а), на классификационной диаграмме (рис. 5) подсчитанные точки состава пород очень компактно группируются возле вершины L (обломки пород) в поле i. Гравелиты лежащих выше полимиктовых конгломератов на диаграмме расположены ближе к вершине Q (кварц), формируя поле ii с содержанием кварца от 20 до 40% и полевых шпатов от первых процентов до почти 20% (рис. 5а, 5б, 6б). Гравелиты из олигомиктовых конгломератов (поле iii) обладают самым высоким содержанием кварца (около 50%) и расположены в верхней части диаграммы (рис. 5а, 6в).

В гравелитах второго типа, точки которых также располагаются у вершины L (обломки пород) диаграммы, содержатся окатанные обломки кварца (0.3–1.5 см), неокатанные остатки фауны (11–29%) и обломки пород размером 0.5–1.2 см. Среди

обломков пород доминируют известняки (31–51%), метаморфические сланцы (4–14%), а также граниты и кремни. Кроме того, могут присутствовать фрагменты терригенных пород (1–3%), а вот полевые шпаты практически отсутствуют (рис. 5а–5в, 6г, 6д).

На дочерней диаграмме состава обломков пород (рис. 5б) гравелиты первого типа, залегающие на metabазальтах, сгруппированы у вершин обломков вулканитов (обр. 650/1, 650/10), а также обломков гранитов и сланцев (обр. 649/2, 649/5, 650/13). Гравелиты второго типа концентрируются у вершины обломков известняков и фауны, характеризуюсь минимальным содержанием вулканитов (обр. 632/1 632/2, 632/2а) (рис. 5б).

Состав тонкозернистых осадков – аргиллитов – позволяет оценить характер фонового осадконакопления в бассейне. К сожалению, количество аргиллитов в карбонатном разрезе исчисляется единичными образцами. Тем не менее в составе ассоциирующих с конгломератами аргиллитов также выделяются две группы пород. В первой, связанной с конгломератами первого типа, количество глинистого компонента очень мало, почти на пределе определения (обр. 650/5). Глинистые минералы представлены хлоритом, смешанослойными и слюдистыми минералами (рис. 7). Примерно такой же состав имеет аргиллит “нижней” толщи (обр. 700/4, рис. 7).

В другой группе с высоким содержанием глинистого компонента объединены аргиллиты, сопровождающие конгломераты второго типа (обр. 634/1), и аргиллиты из фрагментов пермских отложений Центральной тектонической зоны (обр. 658/2, 659/1; рис. 4). Эти аргиллиты имеют состав слюда–хлорит (рис. 7). Также высокие содержания глинистого компонента имеют аргиллиты Северной тектонической зоны (обр. 695/1, 681/2), но в них больше хлорита (обр. 681/2) и смектита (обр. 695/1).

Известняки, перекрывающие конгломераты, определены как вакстоуны и пакстоуны, иногда грейнстоуны; они могут содержать, помимо фаунистических остатков, обломки пород псаммитового размера, в некоторых образцах отмечается окремнение пятнами или по поровому пространству (рис. 8). Почти во всех образцах отмечается присутствие пелитовой и алевроитовой терригенной примеси. Изучение геохимических особенностей известняков позволяет выявить существовавшие при их формировании обстановки осадконакопления, определить состав источника терригенной примеси.

Геохимическая характеристика известняков опирается на ряд важных показателей. Одним из таких параметров является индикатор палеосолёности, который определяется как соотношение Sr/Ba. Известно, что в прибрежных водах Ba

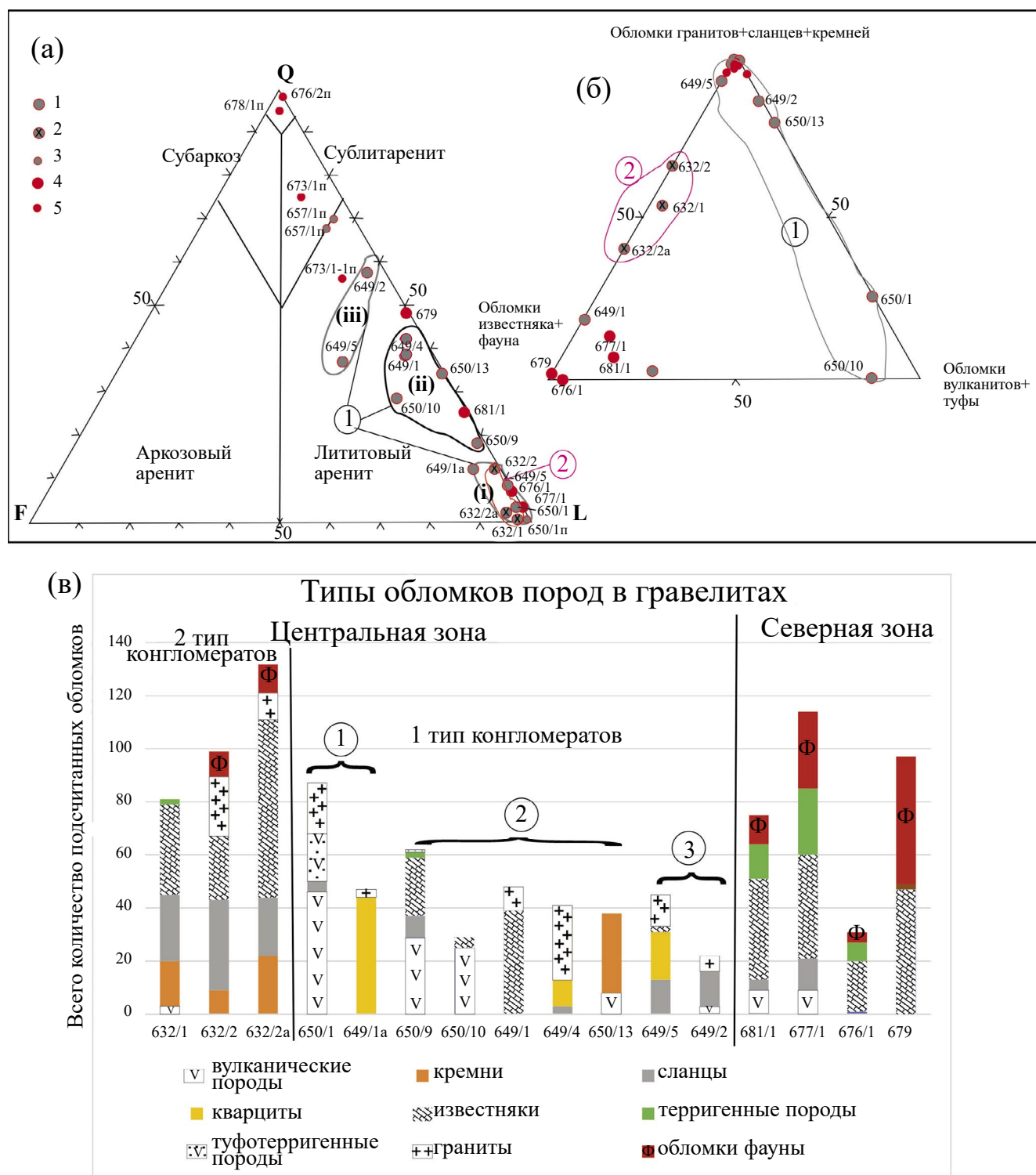


Рис. 5. Состав гравелитов и песчаников “верхней” толщи Центральной тектонической зоны о. Врангеля.

(a) – классификационная диаграмма QFL (Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород), поля составов приведены по (Dott, 1964), цифры в кружках обозначены гравелиты из конгломератов: 1 – гравелиты первого типа: (i) – с базальтовыми обломками, (ii) – полимиктовые, (iii) – олигомиктовые; 2 – гравелиты из конгломератов второго типа; (b) – дочерняя диаграмма состава гравелитов и песчаников из каменноугольных и пермских разрезов Центральной и Северной тектонических зон о. Врангеля; условные обозначения: 1–3 – Центральная зона: 1 – гравелиты каменноугольные; 2 – гравелиты предположительно пермские; 3 – песчаники; 4, 5 – Северная зона: 4 – гравелиты; 5 – песчаники; (v) – типы обломков пород в гравелитах Центральной и Северной тектонических зон, в колонках приведены количественные данные подсчитанных обломков.

Таблица 1. Минеральный состав гравелитов и песчаников

Тектоническая зона	Тип конгломератов	Размерность	№ обр.	Возраст	Всего кварца	Всего полевых шпатов	Вулканические породы	Метаморфические породы	Осадочные породы	Плутонические породы	Обломки фауны	Всего обломков пород и фауны
Центральная	2 тип	Гравийная	632/1	P _{2-3?}	0	2 (2.4%)	3 (3.6%)	42 (50.6)	36 (43.4%)	0	0	81
Центральная	2 тип	Гравийная	632/2	P ₂₋₃	14 (11.3)	1 (0.8)	0	43 (34.7)	34 (27.1)	22 (17.7)	10 (8.1)	109
Центральная	2 тип	Гравийная	632/2а	P _{2-3?}	4 (3.1)	2 (1.6)	0	44 (34.6)	67 (52.8)	10 (7.9)	11 (8.7)	121
Центральная	1 тип (1)	Гравийная	650/9	C ₂	14 (18.2)	1 (1.3)	29 (37.7)	8 (10.4)	22 (28.6)	1 (1.3)	0	62
Центральная	1 тип (1)	Гравийная	650/1	C ₂	4 (3.8)	4 (3.8)	46 (43.8)	4 (3.8)	18 (17.1)	19 (18.1)	0	87
Центральная	1 тип (1)	Гравийная	649/1а	C ₂	7 (12.3)	3 (5.3)	0	44 (77.2)	0	3 (5.3)	0	47
Центральная	1 тип (2)	Гравийная	650/10	C ₂	14 (28.6)	6 (12.2)	25 (51.0)	0	4 (8.2)	0	0	29
Центральная	1 тип (2)	Гравийная	649/1	C ₂	33 (38.4)	5 (5.8)	0	0	39 (45.3)	9 (10.5)	0	48
Центральная	1 тип (2)	Гравийная	649/4	C ₂	32 (42.1)	3 (3.9)	0	13 (17.1)	0	28 (36.8)	0	41
Центральная	1 тип (2)	Гравийная	650/13	C ₂	20 (34.5)	0	8 (13.8)	30 (51.7)	0	0	0	38
Центральная	1 тип (3)	Гравийная	649/5	C ₂	37 (37)	19 (19)	0	30 (30)	2 (2)	12 (12)	0	44
Центральная	1 тип (3)	Гравийная	649/2	C ₂	31 (56.4)	2 (3.6)	3 (5.5)	13 (23.6)	0	6 (10.9)	0	22
Центральная	1 тип (1)	Гравийная	650/9	C ₂	14 (18.2)	1 (1.3)	29 (37.7)	8 (10.4)	22 (28.5)	1 (1.3)	0	62
Северная		Гравийная	681/1	P	22 (22.7)	0	9 (9.3)	4 (4.1)	51 (52.6)	0	11 (11.3)	75
Северная		Гравийная	677/1	P	3 (2.5)	0	9 (7.6)	12 (10.1)	66 (55.4)	0	29 (24.4)	116
Северная		Гравийная	676/1	P	2 (6.3)	0	1 (3.1)	0	25 (78.1)	0	4 (12.5)	30
Северная		Гравийная	679	P	37 (27.6)	0	0	0	47 (35.1)	2 (1.5)	48 (35.8)	97
Центральная		Песчаная	657/1 п	C ₂	90 (68.7)	8 (6.1)	0	23 (17.6)	0	10 (7.6)	0	33
Центральная		Песчаная	657/1 п	C ₂	90 (70.3)	4 (3.1)	0	25 (19.5)	2 (1.6)	7 (5.5)	0	34
Центральная		Песчаная	650/1п	C ₂	1 (0.9)	0	101 (90.2)	10 (8.9)	0	0	0	111
Северная		Песчаная	673/1п	P ₂₋₃	54 (56.3)	9 (9.4)	2 (2.1)	0	0	31 (32.3)	0	33
Северная		Песчаная	673/1* п	P ₂₋₃	110 (71)	12 (7.7)	0	25 (16.1)	0	8 (5.2)	0	33
Северная		Песчаная	676/2 п	P ₂₋₃	100 (98)	1 (0.98)	0	2 (1.96)	0	0	0	2
Северная		Песчаная	678/1 п	P ₂₋₃	36 (92.3)	1 (2.6)	0	2 (5.12)	0	0	0	2

Примечание. В таблице показано количество подсчитанных зерен и в скобках их процентное содержание в пересчете на 100%.

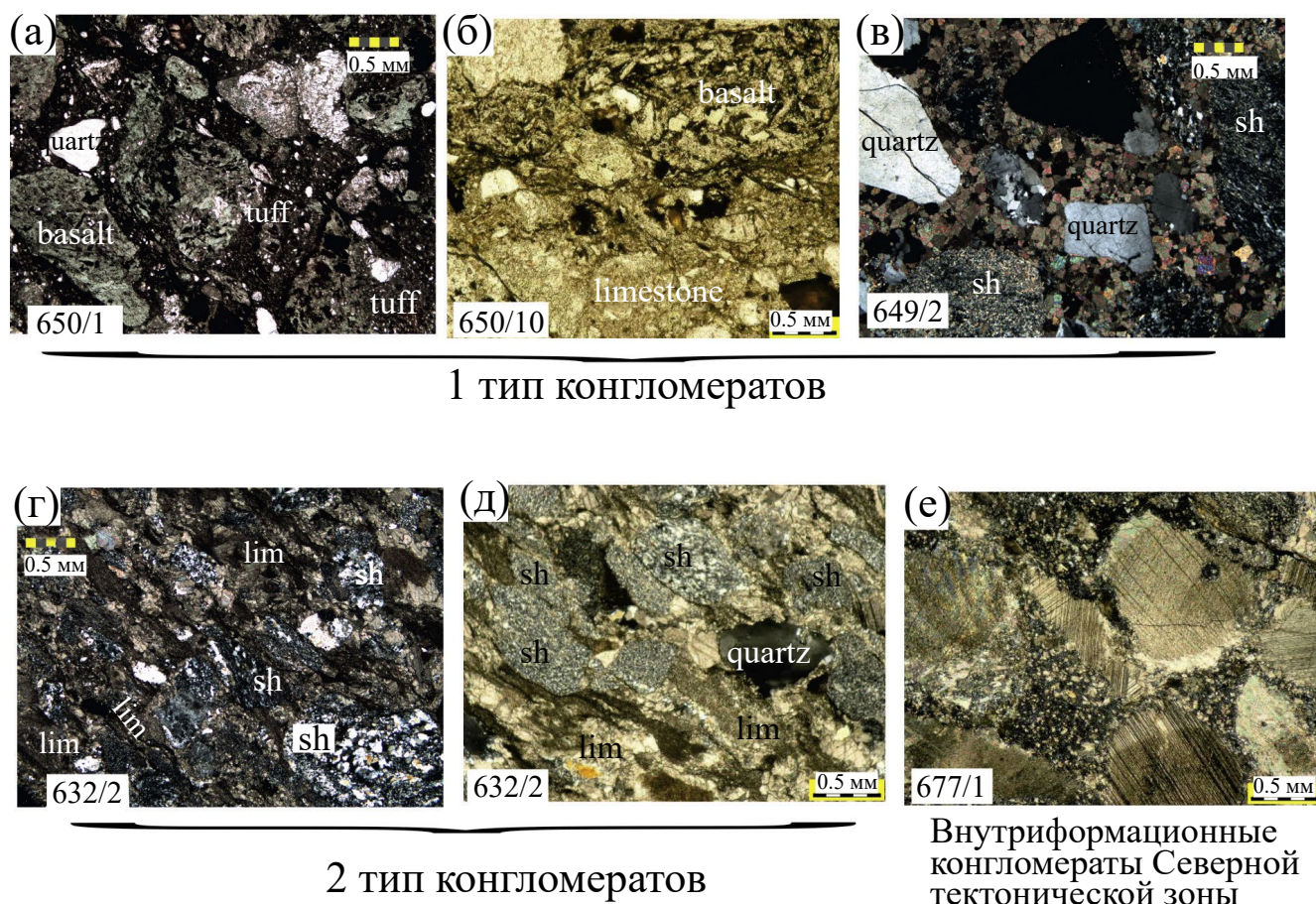


Рис. 6. Фотографии шлифов первого и второго типов конгломератов Центральной и Северной тектонических зон.

(а–д) – гравелиты из Центральной тектонической зоны: (а–в) – гравелит из конгломерата первого типа: (а) – гравелит из конгломератов, с обломками базальтов и редкими зернами неокатанного кварца, с анализатором; (б) – гравелит из полимиктовых конгломератов, с обломками базальтов, туфов и известняков, без анализатора; (в) – конгломераты олигомиктовые, с крупными неокатанными обломками кварца, сцементированными доломитом, с анализатором; (г, д) – гравелит из конгломератов второго типа, с обломками сланцев, известняков и остатков фауны, с редкими зернами кварца: (г) – с анализатором, (д) – без анализатора; (е) – гравелит внутриформационный из Северной тектонической зоны, с обломками фауны, известняков и сланцев, верхняя пермь, устье р. Лемминговая, с анализатором. Обозначения на фото: lim – известняк, basalt – базальт, sh – сланцы, tuff – туф, quartz – кварц.

быстро связывается с SO_4^{2-} и выпадает в осадок. Стронций (Sr) не осаждается в прибрежной части бассейна и мигрирует в более удаленные зоны. Поэтому в опресненных бассейнах величина отношения Sr/Ba составляет менее 1, а в морских – более 1. Из проанализированных известняков шесть образцов имеют отношение Sr/Ba менее единицы (табл. 2), свидетельствующее об опреснении водоема при их накоплении. Это образцы из Центральной зоны (обр. 649/2, 634/1, 06/49, р. Неизвестная; обр. 705/1, 705/3, р. Красный Флаг), а также обр. 674/1 из Северной зоны (р. Лемминговая). В остальных образцах высокие значения Sr/Ba свидетельствуют об обстановках морского бассейна.

Другим элементом-индикатором обстановок морского осадконакопления является европий (Eu) и значение величины Eu-аномалии. Для всех

проанализированных образцов Eu-аномалия практически одинаковая и составляет 0.6–0.7 (табл. 2). Лишь в нескольких образцах верхнекаменноугольных известняков она более глубокая (до 0.5). Подобный Eu-минимум характерен для нормально-морских карбонатных осадков.

На диаграмме спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных на хондрит $\text{C}_{1\text{ch}}$ (Anders, Grevesse, 1989), в перекрывающих конгломераты известняках выделяется три группы (рис. 9а). Первая, с максимальным суммарным содержанием РЗЭ, представлена средне-верхнепермскими отложениями Северной тектонической зоны (разрезы в устье р. Лемминговая, обр. 279/1, 278/1, 673/1, 678/1). К этой же группе относятся известняки “верхней” толщи Центральной зоны (обр. 06/49 и 634/1). Вторая группа,

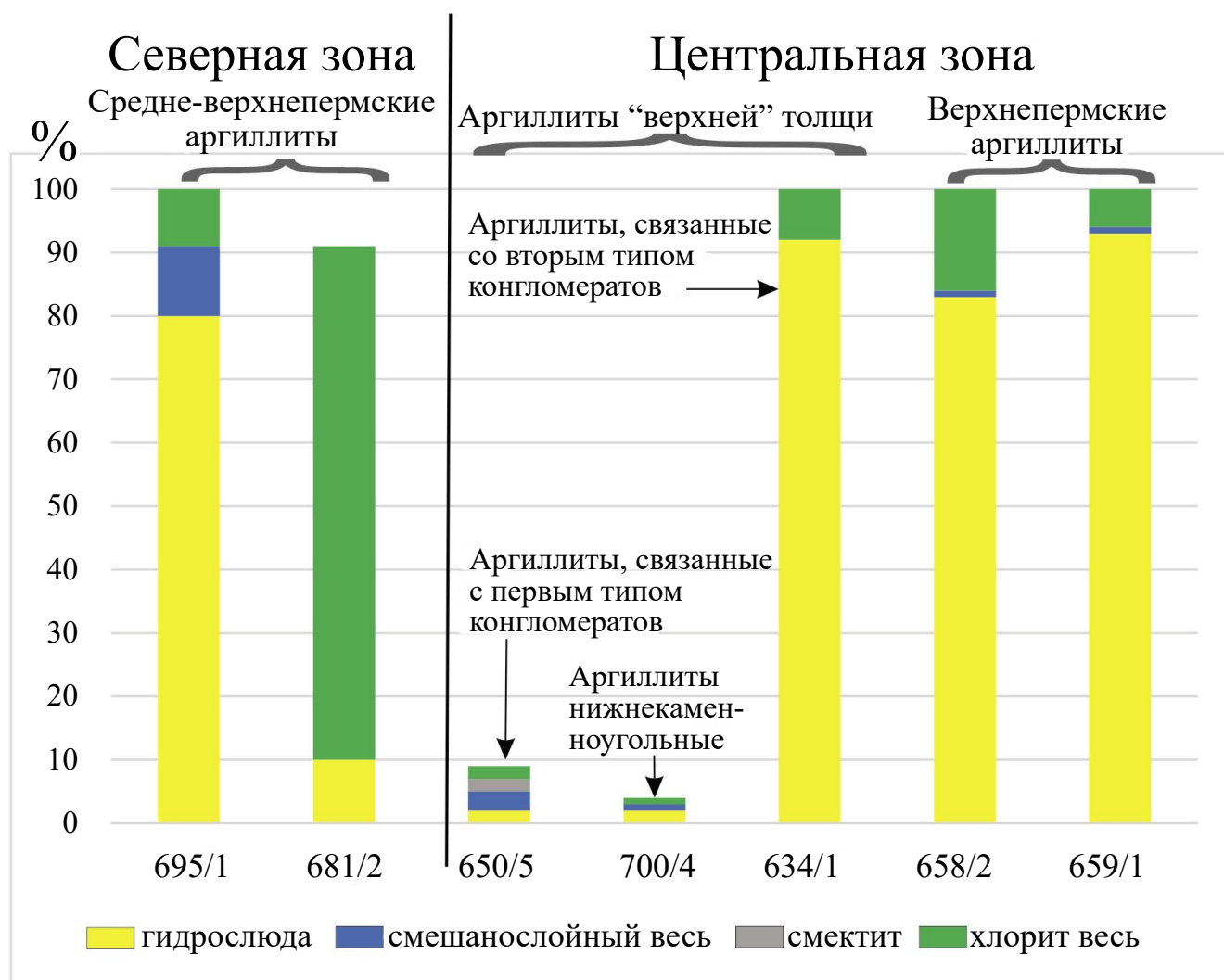


Рис. 7. Состав аргиллитов по результатам рентгеновской дифрактометрии.

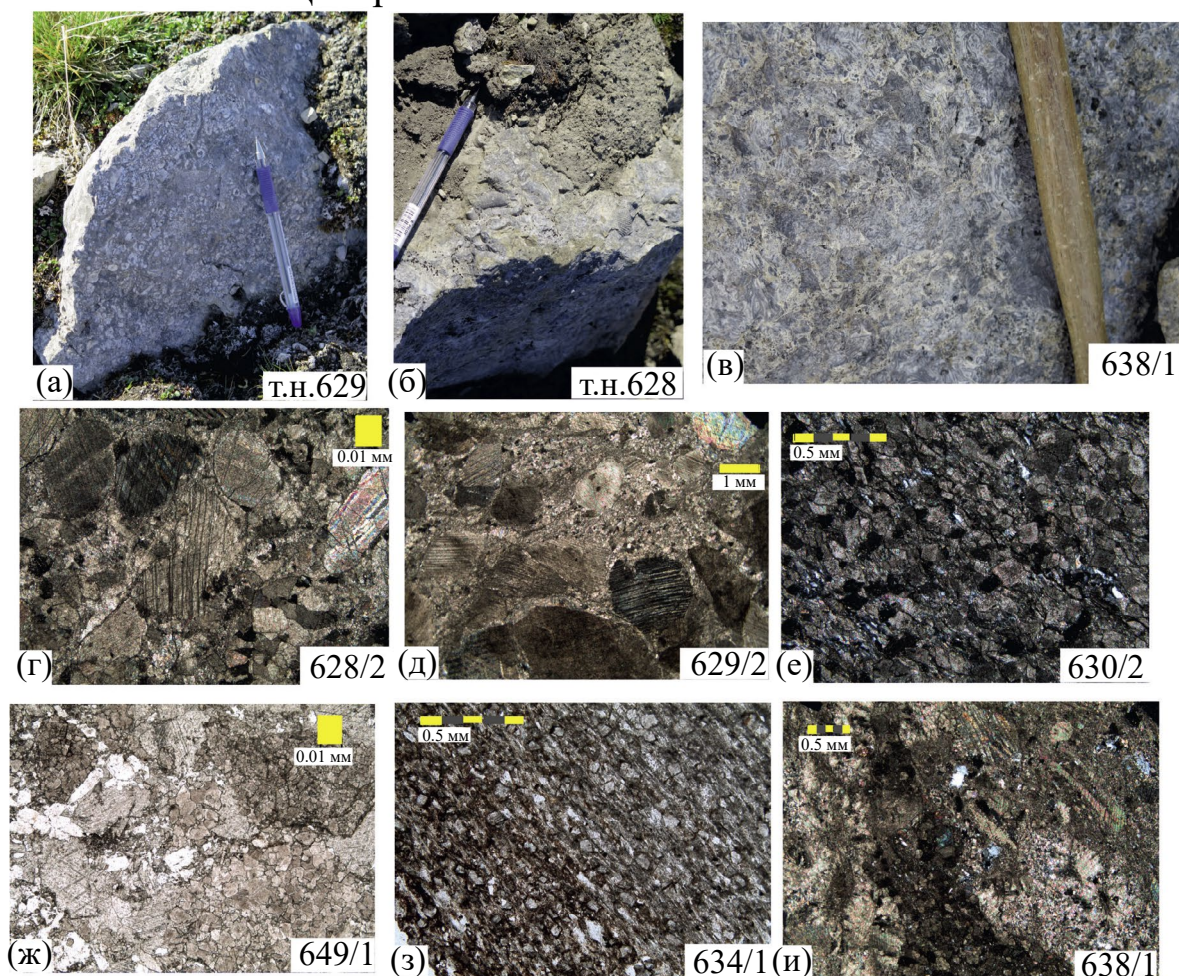
с минимальным содержанием РЗЭ, представлена известняками “верхней” толщи московского и касимовского ярусов разрезов р. Красный Флаг (обр. 701/1, 706/2, 706/4). Третья, промежуточная, группа объединяет известняки “верхней” толщи башкирско-московского возраста и известняки со среднекаменноугольно-пермской фауной р. Неизвестная Центральной зоны.

Спектры РЗЭ в нормально-морских карбонатах характеризуются унаследованным от морской воды дефицитом Се ($Se/Se^* < 1$) (Балашов, 1976; Ling et al., 2013 и др.), поэтому отрицательная Се-аномалия свидетельствует о морских условиях осадконакопления. Для образцов с максимальным содержанием РЗЭ характерно отсутствие Се-аномалии (обр. 650/12, 655/2) или даже ее положительное значение (обр. 649/2, 649/3). Во всех остальных образцах прослеживается четкая отрицательная Се-аномалия, наиболее ярко

выраженная в средне-верхнекаменноугольных известняках Центральной зоны и менее выраженная в пермских породах Северной зоны. Самая глубокая Се-аномалия отмечается в образцах известняков “верхней” толщи среднекаменноугольно-пермского возраста (обр. 628/1, 628/2, 628/4), что указывает на более глубоководные условия их накопления. Разброс значений наблюдается в породах бассейна р. Красный Флаг — от 0.24 до 0.55, что свидетельствует о частой смене обстановок осадконакопления.

В связи с тем, что осадконакопление происходило в достаточно мелководных условиях, отсутствие Се-аномалии или же ее положительное значение предполагает прибрежно-морские обстановки при близко расположенном источнике сноса, с которого вместе с пресноводными речными потоками в бассейн поступали терригенные компоненты. На диаграмме Sr/Ba—Sr/Rb (Zhang et al., 2017) почти

Центральная тектоническая зона



Северная тектоническая зона

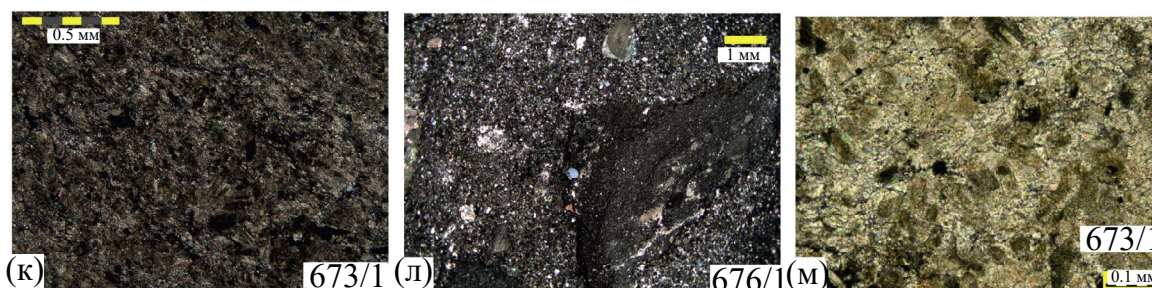


Рис. 8. Фотографии и микрофотографии известняков из Центральной и Северной тектонических зон.

(а, б) — фрагменты известняков “верхней” толщи Центральной тектонической зоны в развалах, известняки содержат многочисленные и разнообразные фаунистические остатки и их фрагменты (р. Неизвестная, среднее течение); (в) — водорослевый известняк с редкими фаунистическими остатками (р. Неизвестная, среднее течение); (г–и) — шлифы известняков из Центральной тектонической зоны: (г, д) — органогенно-обломочный известняк с фрагментами мшанок, криноидей, кораллов и др., сцементированных спаритом, могут присутствовать единичные обломочные зерна кварца и слюды; (е) — доломитовый известняк с кремнистым веществом в порах, отмечаются также единичные фрагменты фауны и терригенные компоненты; (ж) — конгломералит плохо сортированный, со спаритовым матриксом, в составе обломков отмечаются известняк, кремни, кварцит, гранит, кварц и полевые шпаты; (з) — доломитовый известняк с кремнистым веществом в поровом пространстве; (и) — органогенно-обломочный известняк с обломками известняка и фаунистических остатков, встречаются единичные обломочные зерна кварца; (к–м) — шлифы известняков из Северной тектонической зоны, устье р. Лемминговая: (к, л) — органогенно-обломочный известняк с большим количеством разнообразных фаунистических остатков и единичными обломочными зернами кварца и полевого шпата, могут присутствовать микролинзы кремнистого вещества; (м) — органогенный и органогенно-обломочный “колымевый” известняк.

Таблица 2. Содержание (мкг/г) редкоземельных и других элементов в карбонатах острова Врангеля

Тектонич. зона		Центральная тектоническая зона													
Положение		р. Красный Флаг							р. Неизвестная, среднее течение						
Возраст	C ₁	C ₂ m-k	C ₂ m-k	C ₂ m-k	C ₂ m-k	C ₂ m-k	C ₂ -P	C ₂ -P	C ₂ -P	C ₂ -P	C ₂ b-m	C ₂ b-m	C ₂ b-m	C ₂ b-m	C ₂ b-m
№ обр	705/1	705/3	706/2	706/4	701/1	698/1	628/1	628/2	628/4	629/2	649/2	649/3	650/12	650/14	
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Rb	0.65	2.7	0.17	0.36	0.41	1.2	0.62	0.38	0.93	1.3	32.7	31.6	7.4	1.9	
Sr	335	252	116	141	34.6	112	118	114	90.3	148	68.3	152	248	216	
Y	13.5	7.3	1.6	1.9	1.8	4.6	4.6	6.0	8.4	7.3	3.4	12.2	12.3	5.3	
Zr	2.9	4.5	0.0	1.3	0.51	1.2	1.4	1.0	1.3	2.9	7.3	28.4	28.8	2.2	
Ba	2110	318	6.8	3.9	8.4	8.8	10.0	16.4	16.9	64.3	137	86.6	31.0	9.6	
La	5.4	4.3	0.41	0.75	0.56	1.6	2.2	5.8	4.0	2.6	2.1	9.5	7.5	3.3	
Ce	3.7	3.6	0.46	0.65	0.26	1.5	0.52	0.89	1.3	2.7	6.2	22.2	13.8	5.0	
Pr	1.1	0.80	0.10	0.14	0.11	0.28	0.35	0.86	0.66	0.48	0.54	2.4	1.8	0.56	
Nd	4.6	3.5	0.16	0.37	0.32	1.3	1.6	3.9	3.2	2.2	2.0	10.1	8.0	2.6	
Sm	1.1	0.70	0.07	0.10	0.10	0.28	0.34	0.76	0.61	0.48	0.46	2.2	1.9	0.57	
Eu	0.19	0.17	0.016	0.027	0.023	0.074	0.083	0.18	0.14	0.12	0.10	0.35	0.47	0.12	
Gd	1.4	0.87	0.10	0.14	0.12	0.47	0.49	0.99	0.94	0.64	0.45	2.0	2.0	0.69	
Tb	0.22	0.13	0.014	0.016	0.019	0.048	0.076	0.15	0.14	0.10	0.079	0.30	0.30	0.091	
Dy	1.3	0.77	0.090	0.136	0.11	0.36	0.53	0.91	1.02	0.68	0.50	1.8	1.9	0.56	
Ho	0.28	0.16	0.024	0.035	0.033	0.075	0.12	0.19	0.23	0.15	0.11	0.37	0.38	0.12	
Er	0.86	0.48	0.088	0.119	0.11	0.25	0.38	0.55	0.72	0.47	0.35	1.0	1.0	0.32	
Tm	0.11	0.065	0.012	0.018	0.017	0.034	0.049	0.076	0.10	0.065	0.052	0.13	0.14	0.041	
Yb	0.70	0.39	0.077	0.11	0.10	0.20	0.32	0.51	0.66	0.39	0.32	0.83	0.82	0.24	
Lu	0.11	0.064	0.012	0.02	0.017	0.027	0.048	0.069	0.091	0.060	0.049	0.12	0.11	0.035	
Hf	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	< ПО	< ПО	0.065	0.089	0.036	0.28	0.65	0.71	0.054	
Th	0.29	0.49	0.00	0.00	0.035	0.087	0.043	0.048	0.084	0.14	1.5	1.8	1.4	0.26	
U	1.1	1.3	0.080	0.18	0.79	0.054	0.15	0.23	0.26	3.3	0.14	1.3	0.71	4.5	
Ce/Ce*Cl ch	0.35	0.44	0.55	0.46	0.24	0.5	0.13	0.09	0.18	0.55	1.37	1.10	0.88	0.82	
Eu/Eu*Cl ch	0.47	0.64	0.59	0.70	0.61	0.60	0.61	0.63	0.55	0.65	0.67	0.49	0.73	0.56	
Th/Sc	0.162614	0.523124	0.000722	0.000638	34.85781		0.075953	0.068552	0.107388	0.231468	1.691886	0.703085	0.370297		
Th/U	0.253571	0.374726	0.012563	0.005544	0.044157	1.618198	0.282763	0.212213	0.326385	0.041404	10.76777	1.418706	1.992407	0.057461	
Sr/Ba	0.158646	0.79124	17.06819	35.94854	4.108736	12.7831	11.86686	6.979971	5.341924	2.3078	0.498219	1.757704	8.000446	22.40027	
Y/Ho	47.73163	46.81877	65.4343	54.51237	55.70642	60.79136	37.87186	31.99287	36.18387	47.82962	30.95762	33.28006	32.04865	44.17424	
U/Zr	0.397931	0.285864	79.59962	0.14036	1.539859	0.04627	0.109306	0.223152	0.195798	1.147576	0.019258	0.044249	0.024689	1.993525	
Sr/Rb	512.8763	92.25705	675.1072	391.5108	84.95455	93.27037	191.3998	304.6403	97.43597	112.4062	2.088603	4.825339	33.41144	115.4697	
ΣPЗЭ	21.1	16.0	1.6	2.6	1.9	6.4	7.1	15.8	13.8	11.2	13.3	53.5	40.1	14.3	
LREE	17.49	13.92	1.31	2.16	1.50	5.46	5.59	13.38	10.80	9.30	11.82	48.84	35.41	12.94	
HREE	3.56	2.06	0.32	0.46	0.41	0.99	1.53	2.45	2.96	1.91	1.46	4.62	4.69	1.41	
LREE/HREE	4.912526	6.764098	4.116952	4.735767	3.687764	5.538114	3.659178	5.457371	3.650073	4.856797	8.079726	10.57649	7.551139	9.179006	

Таблица 2. Окончание

Тектонич. зона		Центральная тектоническая зона										Северная тектоническая зона					
Положение		р. Неизвестная, среднее течение										р. Лемминговая					
Возраст	C ₂ b-m	C ₂ b-m	C ₂ b-m	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P _{2-3p}	P ₁	P ₁	P ₁	P ₂₋₃	P ₂₋₃	P ₂₋₃
№ обр.	651/2	655/2	656/1	634/1	638/1	638/1	638/1	638/1	638/1	638/1	638/1	672/1	673/1	675/1	674/01	279/1	278/1
№ п/п	15	16	17	18	19	19	19	19	19	19	19	21	25	26	22	23	24
Rb	3.5	7.0	0.67	146	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	8.1	3.7	4.6	4.9	6.6	7.8
Sr	66.4	187	150	51.4	140	140	140	140	140	140	140	384	574.9	521.0	383	336.2	533.2
Y	1.9	5.1	2.1	19.2	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	9.3	5.2	12.9	5.8	11.8	21.7
Zr	2.8	4.3	1.2	58.9	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	18.2	10.4	20.1	9.4	22.0	17.3
Ba	29.0	19.4	6.3	493	18.3	18.3	18.3	18.3	18.3	18.3	18.3	232	250.4	407.7	469	56.6	36.5
La	0.76	3.2	1.0	31.1	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	8.7	4.3	7.0	5.5	7.6	19.0
Ce	1.4	5.0	1.0	49.3	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	9.0	4.7	7.3	6.2	7.3	12.2
Pr	0.17	0.61	0.20	6.4	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	1.9	0.94	1.3	1.4	1.4	3.9
Nd	0.70	2.4	0.82	24.7	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	8.0	4.3	6.1	5.9	6.4	18.1
Sm	0.15	0.51	0.15	4.5	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	1.7	0.88	1.2	1.2	1.4	3.5
Eu	0.034	0.095	0.037	0.88	0.078	0.078	0.078	0.078	0.078	0.078	0.078	0.34	0.20	0.28	0.24	0.32	0.75
Gd	0.16	0.54	0.16	3.8	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	1.6	0.82	1.7	1.1	1.5	3.5
Tb	0.021	0.078	0.025	0.51	0.059	0.059	0.059	0.059	0.059	0.059	0.059	0.23	0.12	0.19	0.16	0.20	0.46
Dy	0.16	0.52	0.19	3.4	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	1.2	0.74	1.3	0.9	1.3	2.7
Ho	0.036	0.11	0.044	0.62	0.089	0.089	0.089	0.089	0.089	0.089	0.089	0.26	0.14	0.27	0.17	0.25	0.55
Er	0.11	0.37	0.13	1.9	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.73	0.39	0.77	0.47	0.67	1.4
Tm	0.014	0.050	0.018	0.27	0.041	0.041	0.041	0.041	0.041	0.041	0.041	0.09	0.049	0.100	0.06	0.092	0.19
Yb	0.11	0.33	0.11	1.9	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.63	0.31	0.61	0.34	0.55	1.0
Lu	0.016	0.048	0.020	0.29	0.045	0.045	0.045	0.045	0.045	0.045	0.045	0.09	0.046	0.089	0.05	0.077	0.14
Hf	0.057	0.10	< ПО	1.6	0.060	0.060	0.060	0.060	0.060	0.060	0.060	0.52	0.24	0.36	0.25	0.44	0.47
Th	0.20	0.60	0.082	8.1	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	1.3	0.56	0.74	0.55	1.1	1.6
U	0.065	0.34	0.070	1.1	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.52	0.50	0.60	0.51	1.2	0.49
Ce/Ce*Cl ch	0.93	0.81	0.52	0.81	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.51	0.53	0.54	0.53	0.51	0.32
Eu/EuCl ch	0.64	0.54	0.72	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.69	0.58	0.60	0.68	0.64
Th/Sc	0.711515	0.175454	0.175454	0.844296	0.445328	0.445328	0.445328	0.445328	0.445328	0.445328	0.445328	0.76204	0.653936	0.42097	0.534551	1.149792	1.177059
Th/U	3.063089	1.738731	1.175071	7.292579	3.09269	3.09269	3.09269	3.09269	3.09269	3.09269	3.09269	2.569761	1.111679	1.235193	1.076954	0.917287	3.194428
Sr/Ba	2.286995	9.641063	23.62919	0.104132	7.666349	7.666349	7.666349	7.666349	7.666349	7.666349	7.666349	1.655197	2.295781	1.277857	0.816007	5.941725	14.60838
Y/Ho	51.51728	45.14282	48.33221	30.86232	52.15964	52.15964	52.15964	52.15964	52.15964	52.15964	52.15964	35.71936	36.35569	48.15941	35.34865	48.03135	39.49936
U/Zr	0.022828	0.080635	0.056515	0.018899	0.039557	0.039557	0.039557	0.039557	0.039557	0.039557	0.039557	0.0286	0.048317	0.029924	0.054147	0.053729	0.028124
Sr/Rb	19.1976	26.57782	223.5269	0.352534	35.40673	35.40673	35.40673	35.40673	35.40673	35.40673	35.40673	47.43474	156.6845	113.8383	78.51772	50.84835	68.68436
ΣP39	3.9	14.0	3.9	129.6	9.4	9.4	9.4	9.4	9.4	9.4	9.4	34.4	17.9	28.2	23.6	29.0	67.6
LREE	3.41	12.45	3.39	120.72	8.15	8.15	8.15	8.15	8.15	8.15	8.15	31.13	16.08	24.91	21.52	25.92	61.03
HREE	0.47	1.50	0.54	8.85	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	3.27	1.79	3.28	2.10	3.08	6.56
LREE/HREE	7.309931	8.283984	6.249173	13.64167	6.662742	6.662742	6.662742	6.662742	6.662742	6.662742	6.662742	9.521714	8.995862	7.588332	10.25634	8.41564	9.304576

Примечание. < ПО — ниже предела обнаружения.

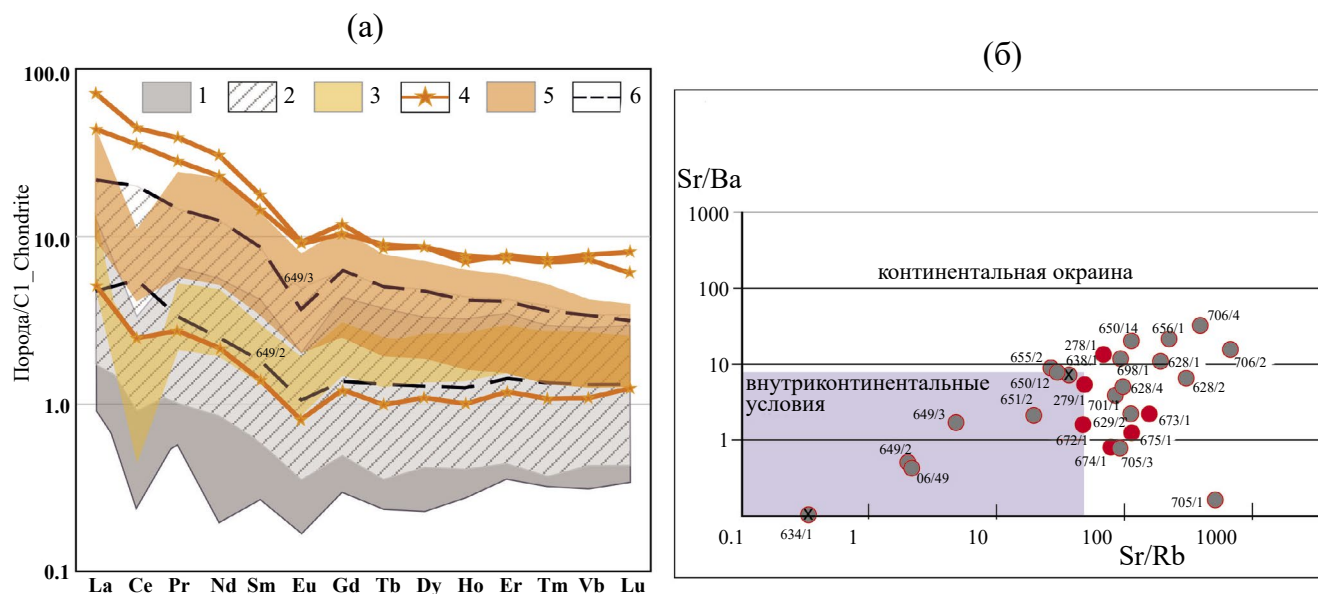


Рис. 9. Геохимическая и петрографическая характеристики известняков о. Врангеля.

(а) – распределение РЗЭ, нормированных по хондриту (Anders, Grevesse, 1989), условные обозначения: 1–4 – Центральная тектоническая зона: 1 – карбонатные породы “нижней” и “верхней” толщ р. Красный Флаг; 2 – среднекаменноугольные известняки р. Неизвестная; 3 – среднекаменноугольно-пермские известняки р. Неизвестная; 4 – предположительно пермские известняки р. Неизвестная; 5 – известняки из Северной тектонической зоны, р. Лемминговая; 6 – известняки с положительной Се-аномалией, р. Неизвестная; (б) – диаграмма соотношения Sr/Ba–Sr/Rb (Zhang et al., 2017), условные обозначения см. рис. 5.

все точки изученных пород располагаются в области континентальной окраины, за исключением нескольких (обр. 649/2, 06/49, 649/3, 651/2, 650/12, 634/1), которые могли сформироваться под влиянием пресных вод (рис. 9б) и, соответственно, вблизи от источника обломочного материала.

Показателем, указывающим на присутствие в карбонатных породах терригенной примеси, является высокое отношение Th/U. Отношение $Th/U < 1$ характерно для чистых осадочных карбонатов, значение более единицы означает дополнительный источник терригенного материала. Значения $Th/U < 1$ характерны для известняков бассейна р. Красный Флаг и известняков из отложений нерасчлененного C_2 –Р разреза. В остальных образцах соотношение Th/U существенно больше 1, что свидетельствует о большом количестве терригенной примеси в изученных карбонатах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ минерального состава конгломератов и аргиллитов Центральной тектонической зоны о. Врангеля, а также геохимических характеристик перекрывающих их известняков заставляет усомниться в том, что конгломераты первого и второго типов являются одновозрастными и формировались синхронно в едином бассейне.

Одним из важных аргументов в пользу формирования конгломератов первого и второго типов Центральной зоны в различные временные отрезки является характер “вызревания” конгломератов первого типа: от мономиктовых с доминированием обломков базальтов к полимиктовым и далее к олигомиктовым. Такая эволюция состава свидетельствует о постепенном выполаживании рельефа размываемого источника сноса, сочетающемся с одновременным интенсивным химическим выветриванием пород этого источника. Поэтому в гравийных кварцитовидных песчаниках, залегающих на олигомиктовых конгломератах, цементирующее вещество отсутствует или представлено оранжевой лимонитизированной массой.

Второй тип конгломератов был сформирован при размыве уже частично выветрелых пород, поэтому в гравелитах этого типа практически отсутствуют полевые шпаты, тогда как в гравелитах первого типа их содержание достигает 19% (рис. 5а). Помимо этого, гравелиты второго типа от гравелитов первого типа отличаются высоким содержанием неустойчивых при переносе обломков карбонатных пород и макрофауны (24–39%). Разумеется, различие двух типов конгломератов можно объяснить размывом разных локальных источников сноса, сложенных разными комплексами пород в мелководных условиях морского бассейна. Однако это

предположение вступает в противоречие с другими аналитическими данными.

Фоновые аргиллиты Центральной зоны, содержащие минимум глинистого компонента (обр. 650/5, 700/4), ассоциируют с конгломератами первого типа. Фоновые аргиллиты другой группы с высоким содержанием глин ассоциируют с конгломератами второго типа (обр. 634/1) и пермскими аргиллитами (обр. 658/2, 659/1). По составу и содержанию в них глинистого компонента они аналогичны аргиллитам из казанско-татарских отложений (обр. 695/1, 681/2) Северной тектонической зоны (рис. 7).

Эти данные хорошо коррелируются с содержащейся в известняках терригенной примесью (рис. 9а), характеризующейся высокими содержанием РЗЭ и отношением Th/U (табл. 2). Большое количество терригенной примеси в средне-верхнепермских известняках Северной зоны позволяет сопоставлять их с известняками, связанными с конгломератами второго типа Центральной зоны, хотя в последних содержание РЗЭ даже выше. В средне-верхнекаменноугольных известняках Центральной зоны, надстраивающих конгломераты первого типа, содержание РЗЭ существенно ниже.

Формирование известняков Центральной зоны происходило в морских мелководных обстановках, о чем свидетельствует наличие морской фауны, а при ее отсутствии — отрицательные Eu- и Ce-аномалии (рис. 9а, табл. 2). Накопление известняков, надстраивающих конгломераты первого и второго типов Центральной зоны, происходило в мелководных условиях, вероятнее всего, на краю карбонатной платформы или на ее склоне. Положительная Ce-аномалия в известняках Центральной зоны, сменяющих конгломераты второго типа, свидетельствует об образовании их в прибрежно-морских обстановках в условиях частичного опреснения морской воды (известняки точек наблюдения (т.н.) 632, 634, 638, 649, 650). О более мористых, удаленных от суши, условиях свидетельствует ярко выраженная отрицательная Ce-аномалия в известняках среднекаменноугольно-пермского возраста Центральной зоны (т.н. 628, 629, 630). Известняки, надстраивающие эвапоритовый разрез бассейна р. Красный Флаг, сформировались в изолированных лагунных условиях карбонатной платформы (т.н. 701, 705, 706).

На основании всего перечисленного можно утверждать, что конгломераты и гравелиты “верхней” толщи формировались за счет размыва внутришельфового поднятия, которое было расположено южнее изученных разрезов Центральной зоны острова (в современных координатах). Доказательством этому служат единичные замеры направления сноса обломочного материала (Tuchkova et al., 2018). Подобное возможно при наличии размываемой суши, вероятно, крупного острова или серии более мелких островов, располагавшихся

в Центральной тектонической зоне, продукты размыва пород которых выносились в более глубокие участки бассейна. Отметим, что в разрезах пермских отложений Северной тектонической зоны снос обломочного материала происходил с севера на юг (Tuchkova et al., 2018).

Конгломераты второго типа формировались позднее, о чем свидетельствует найденная авторами выше по разрезу пермская фауна фораминифер (рис. 2г). Эти данные также указывают на одновременность образования известняков и конгломератов второго типа с отложениями Северной тектонической зоны, для которых ранее (Ганелин и др., 1989; Ганелин, 2022; Косько и др., 2003) установлен богатый и достоверный комплекс фауны средней—поздней перми. В разрезе устья р. Лемминговая Северной зоны конгломераты и конглобрекции встречаются в виде отдельных прослоев и переслаиваются с глинистыми известняками и аргиллитами. Это внутриформационные, а не базальные образования, формировавшиеся при непрерывном осадконакоплении в мелководно-морских условиях. Вместе с тем условия были сейсмически нестабильны, о чем свидетельствует наличие инъекционной песчаной дайки в разрезе устья р. Лемминговая, а также широкий разброс значений Се-аномалии.

Таким образом, конгломераты первого и второго типов формировались в разное время: первые — в самом начале среднего карбона, вторые — в средней—поздней перми. Состав обломков в конгломератах второго типа, вероятнее всего, свидетельствует о структурной перестройке в конце касимовского—начале гжельского веков, приведшей к выведению на поверхность не только нижнепермских, но и более древних карбонатных пород. Подтверждением служат находки в 2014 г. визейского коралла в отложениях с московско-касимовской фауной в разрезах Центральной зоны и силурийского коралла в верхнепермских отложениях р. Лемминговая Северной зоны.

Перечисленные литологические данные по конгломератам Центральной зоны, а также палеонтологические и геохимические характеристики перекрывающих их известняков позволяют предположить следующее:

1. Длительность формирования конгломератов первого и второго типов Центральной зоны о. Врангеля была разной, на что указывает выщелачивание конгломератов первого типа и формирование конгломератов второго типа из выветрелых источников.

2. Количество и состав глинистых минералов в аргиллитах, ассоциирующих с конгломератами первого и второго типов, различны. К аргиллитам, сопровождающим конгломераты второго типа, по количеству и составу глинистых

компонентов близки аргиллиты Северной зоны, что свидетельствует о единой фоновой обстановке осадконакопления.

3. Содержание терригенной примеси в известняках коррелирует с содержанием РЗЭ и соотношением Th/U — наибольшее ее количество в известняках, ассоциирующих с конгломератами второго типа, а также в породах разреза устья р. Лемминговая Северной зоны. Морские условия осадконакопления устанавливаются по остаткам мелководно-морской фауны и хорошо выраженным отрицательным Се- и Eu- аномалиям. Обстановки осадконакопления в бассейне, соответствующем современной Центральной зоне, в средне-позднекаменноугольное и средне-позднепермское время были преимущественно мелководными, конгломераты и гравелиты формировались в прибрежно-морских условиях. Для известняков, ассоциирующих с конгломератами второго типа, установлено периодическое опреснение, которое также возможно при формировании известняков “нижней” толщ р. Красный Флаг.

4. Микро- и макрофауна из известняков, перекрывающих конгломераты первого и второго типов, служит еще одним подтверждением разновозрастности конгломератов. Конгломераты первого типа формировались в начале среднего карбона, о чем свидетельствует фауна башкирского, московского и касимовского веков в вышележащих известняках разрезов рек Неизвестная и Красный Флаг (рис. 2в, 2е). Конгломераты второго типа Центральной тектонической зоны формировались позднее, доказательством чего служит найденная авторами пермская фауна фораминифер (рис. 2г). Эти же данные могут свидетельствовать в пользу предположения об одновременности образования известняков и конгломератов второго типа Центральной зоны и накопления отложений Северной тектонической зоны с фауной средней—поздней перми (Ганелин и др., 1989; Ганелин, 2022; Косьюко и др., 2003).

Существование средне-верхнепермских базальных конгломератов с перекрывающими их органогенными известняками уже давно предполагали Г.Е. Черняк и Г.И. Каменева (1976) (рис. 10). Эти авторы отмечали трансгрессивный характер налегания верхнепермских, по их мнению, отложений на различные горизонты карбона, установленные ими в разрезах нижнего течения р. Неизвестная на горах Кит и Тундровой, а также в разрезах Южной тектонической зоны. Они также отметили присутствие в разрезе органогенных, характерных для средней—верхней перми, “колымиевых” известняков, которые наиболее широко развиты в оломонском надгоризонте совместно с фаунистическими остатками джигдалинского надгоризонта. В статье (Черняк, Каменева, 1976) перечислены *Nodosaria aff. ustritskii* Sossipatrova, *Protonodosaria cf. praecursor* (Rausser), *Omoloniella*

prima (Gerke), *Protonodosaria cf. proceraformis* (Gerke), *Tolypammina cf. confusa* (Galloway et Harlton), которые в современной стратиграфической схеме относятся к кунгурскому ярусу нижней перми. Исходя из этого, можно предположить, что в средне-позднепермское время, в момент формирования “колымиевых” известняков, происходил разрыв нижнепермских карбонатных образований.

Два стратиграфических интервала формирования конгломератов прослеживаются и в других регионах Восточной Арктики. На территории Арктической Канады отмечено (Beauchamp et al., 2009), что отложения башкирского и московского ярусов с конгломератами и гравелитами в основании залегают на образованиях широкого возрастного диапазона — кембрия, девона и нижнего карбона. Среди лопинских (верхнепермских) отложений выделяются три формации (рис. 10) (Beauchamp et al., 2009; Embry, Beauchamp, 2019). Лопинские отложения представлены прибрежно-морскими отложениями глауконитсодержащих песчаников (Troid fiord формация), мелководными спикулосодержащими кремнями мощностью не более 100 м (формация Lindström) или кремнями и кремнистыми сланцами с алевролитами (формация Blacke Stripe) (рис. 10). Лопинский возраст отложений обоснован находками конодонтов и хемотратиграфией изотопов углерода. Есть свидетельства тектонической активности в начале позднепермского времени, вызвавшей возрождение разломов вдоль северной окраины бассейнов (Северный остров Акселя Хайберга) и вдоль возвышенности Танкари (Tanquary) (Embry, Beauchamp, 2019).

Для Свердрупского бассейна на границе гваделупия и лопиния отмечена смена карбонатной седиментации на кремненакопление, вызванное похолоданием климата в лопинское (позднепермское) время (Beauchamp et al., 2009). Для острова Врангеля В.Г. Ганелин также указывает наличие “бореальной” (холодноводной) фауны в отложениях кунгурского и казанского ярусов и татарского отдела (Ганелин, 2022).

В отличие от о. Врангеля и островов Арктической Канады, на континентальной части Чукотки пермские отложения выделены условно из-за недостатка фаунистических данных, поэтому проследить несогласие здесь затруднительно. Обоснование возраста опирается на ряд косвенных признаков, на основании которых пермские отложения включены в состав нерасчлененной пермо-триасовой толщи: (а) наличие многочисленных силлов, сложенных диабазами с возрастом 252 ± 4 млн лет (Ledneva et al., 2011) и 258 ± 5 млн лет (Леднева и др., 2022); (б) обнаруженный на мысе Шмидта небольшой выход сланцев и алевролитов с растительными остатками татарского возраста *Phyllothea*, *Equisetales*, *Noeggerathiopsis cf. theodori* Zal. (Объяснительная...,

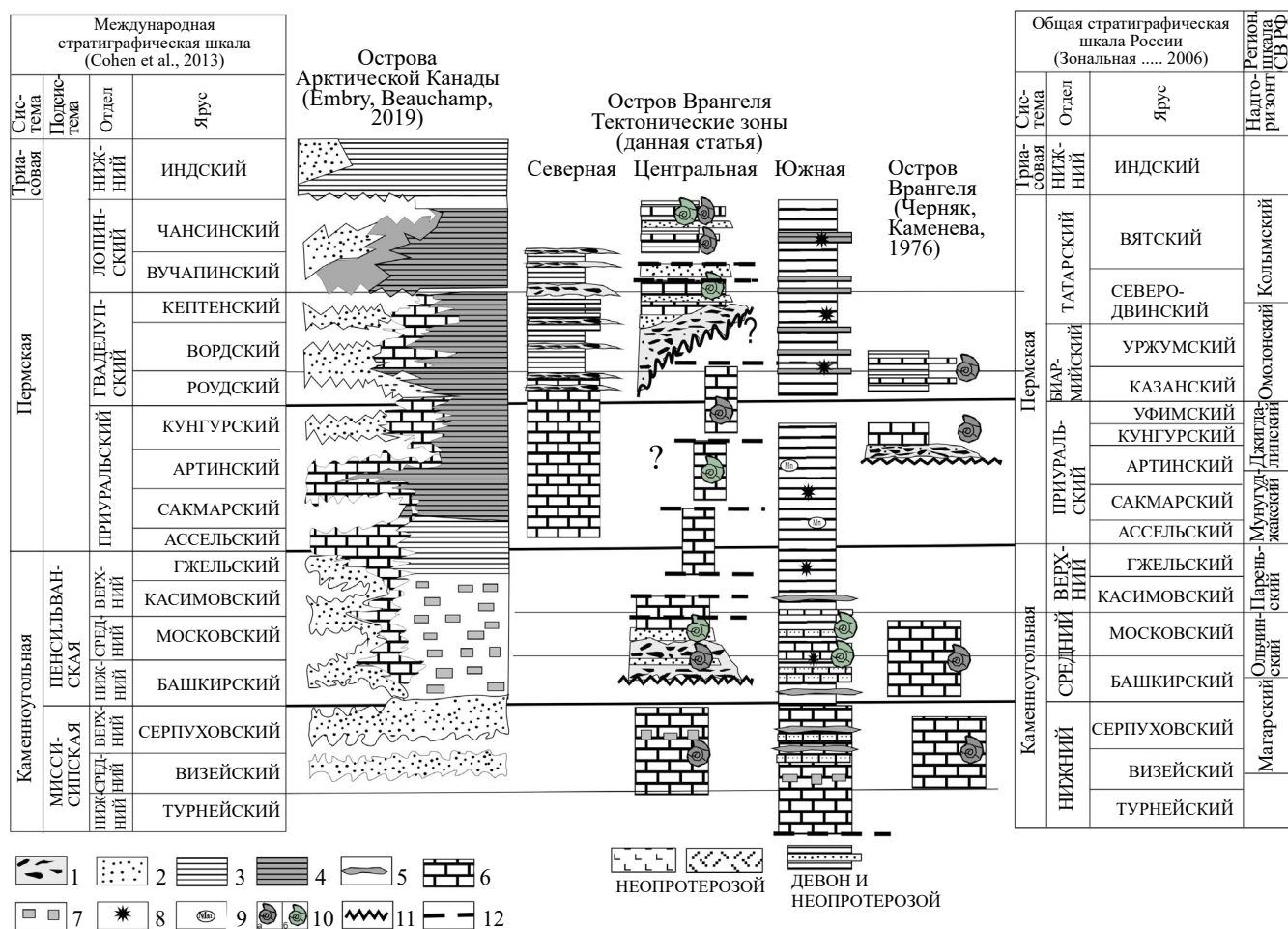


Рис. 10. Корреляция каменноугольных и пермских отложений в регионах Восточной Арктики.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты и сланцы; 4 – кремнистые аргиллиты и сланцы; 5 – кремни; 6 – известняки; 7 – эвапориты; 8 – пирит; 9 – марганцевые конкреции; 10 – уровни фаунистических находок (а – по литературным данным, б – новые находки авторов статьи); 11 – угловое несогласие; 12 – тектонический контакт.

1984); (в) пермские отложения (гэсмыткунская свита, $P_{2-3}-T_1$) в окрестностях мыса Кибера, выделенные на основании того, что толща сланцев и алевролитов с редкими мелкозернистыми песчаниками лежит с разрывом, но без видимого углового несогласия на карбонатных породах башкирского и московского ярусов и согласно перекрывается отложениями оленекского яруса нижнего триаса.

Появление базальных конгломератов в начале башкирского века и в средне-позднепермское время свидетельствует о тектонических движениях в Центральной зоне острова Врангеля, приведших к локальным перестройкам и выведению на поверхность более древних образований. В средне-позднепермское время в поднятие были вовлечены карбонатные комплексы силура, нижнего карбона и, вероятно, нижней перми, которые могли формировать островную цепь на шельфе.

Формирование двух типов базальных конгломератов было разделено этапом тектонического спокойствия, сопровождавшегося постепенным выполаживанием рельефа и активным химическим выветриванием пород питающей провинции, о чем свидетельствует отсутствие полевых шпатов в конгломератах второго типа и характерный цемент кварцитовидных песчаников, лежащих над конгломератами первого типа. Кроме того, в песчаниках, ассоциирующих с верхнепермскими конгломератами, отмечено высокое содержание железистых минералов и кварца, указывающих на длительную экспозицию континентальных источников сноса в предлопинское время.

Таким образом, приведенные выше сведения позволяют выделить в разрезе “верхней” толщи Центральной тектонической зоны острова Врангеля два разновозрастных типа конгломератов:

средне-верхнекаменноугольный и средне-верхнепермский. Их существование свидетельствует о еще более сложной истории развития этой части Арктики, чем это предполагалось ранее, и, кроме того, указывает на проявление локальных деформаций в начале среднекаменноугольного времени и в гваделупско-лопинское время. Все это свидетельствует о более тесных связях геологических структур острова Врангеля и Свердрупского бассейна в позднепалеозойское время.

ВЫВОДЫ

1. Установлено, что в Центральной тектонической зоне острова Врангеля конгломераты, прежде относимые к каменноугольным, представлены двумя типами. Конгломераты различаются петрографическим составом слагающих их обломочных компонентов, составом и количеством глинистого вещества в сопутствующих им аргиллитах, а также длительностью формирования. Конгломераты разновозрастны, что установлено на основании изучения микро- и макрофаунистических комплексов из перекрывающих их известняков.

2. Конгломераты первого типа сложно построены: среди обломков пород в их нижней части доминируют метаморфические сланцы и вулканиты основного состава, которые вверх по разрезу сменяются кварцитовидными песчаниками. Возраст конгломератов первого типа среднекаменноугольный.

3. В конгломератах второго типа доминируют окатанные обломки кварца, известняков и остатки макро- и микрофауны. По составу конгломераты этого типа аналогичны средне-позднепермским (гваделупско-допинским) внутрiformационным конгломератам Северной тектонической зоны. Известняки, перекрывающие конгломераты второго типа Центральной зоны, содержат пермскую микрофауну, что не противоречит их средне-позднепермскому возрасту.

4. Существование двух разновозрастных горизонтов базальных конгломератов в Центральной зоне о. Врангеля свидетельствует о локальных тектонических перестройках, произошедших в начале среднекаменноугольного времени и в средне-позднепермское время.

5. Установленное на о. Врангеля средне-верхнепермское несогласие может быть сопоставлено с одним из гваделупско-лопинских несогласий Арктической Канады, что свидетельствует о более тесных взаимосвязях Свердрупского и Чукотского палеобассейнов.

Благодарности. Авторы благодарят компанию «Роснефть» за финансирование проведения полевых работ в 2014 г., а также сотрудников заповедника «Остров Врангеля» проводника И.П. Олейникова

и директора А.Р. Груздева за помощь в организации полевых работ 2014 г. Особую благодарность хотелось бы выразить рецензентам — А.И. Малиновскому и Р.В. Кутыгину за тщательное редактирование текста и ценные комментарии к тексту и иллюстрациям, которые значительно улучшили статью.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 23-27-00314 на оборудовании ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Богословская М.Ф.* Среднекаменноугольные аммоидеи с острова Врангеля // Палеонтол. журн. 1995. № 1. С. 37–48.
- Бялбжеский С.Г., Иванов О.Н.* Надвиговые структуры острова Врангеля // Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971. С. 73–80.
- Ватрушкина Е.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. М.: ГЕОС, 2021. 170 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 625).
- Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. № 3. С. 1–32.
- Ганелин В.Г.* Верхояно-Чукотский рифтогенез и позднепалеозойские экосистемы Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 3–45.
- Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С.* Разработать и внедрить зональное деление гжельского яруса верхнего карбона СССР // Отчет за 1986–1989 гг., в 2 кн. Ленинград, 1989.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. Научн. ред. Корень Т.Н. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Каменева Г.И.* Структура центральной части острова Врангеля // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Сб. статей. Ленинград: НИИГА, 1975. С. 49–58.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П.* Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.
- Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

- Леднева Г.В., Исаева Е.П., Соколов С.Д., Базылев Б.А., Болдырева А.И.* Циркон из внутриплитных габброидов Западной Чукотки (Аньюйский плутонический комплекс) и интерпретация его возраста // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 46–52.
- Лучицкая М.В., Сергеев С.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Неопротерозойские гранитоиды острова Врангеля // Докл. АН. 2016. Т. 469. № 2. С. 195–198.
- Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.* Этапы структурной эволюции осадочного чехла о. Врангеля, Восточная Арктика // Геотектоника. 2018. № 5. С. 22–38.
- Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Эдиакарско-среднекембрийский основной вулканизм о. Врангеля: возраст и геодинамические обстановки формирования // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 267–278.
- Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200000. Серия Аньюйско-Чаунская. Лист R-59-XXIII-XXIV. Сост. Саморуков Н.М. Москва, 1984. 94 с.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). Ред. Корень Т.Н., Котляр Г.В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.* Тектоническая модель Южно-Аньюйской сутуры и ее роль в формировании структур восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с. (МСК России, ВСЕГЕИ).
- Тильман С.М., Богданов А.Н., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики, геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 377–404.
- Черняк Г.Е., Каменева Г.И.* Каменноугольные и пермские отложения острова Врангеля // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 4. С. 954–995.
- Шутов В.Д.* Классификация терригенных пород и граувакк. М.: Наука, 1972. С. 9–24 (Труды ГИН АН СССР. Вып. 238).
- Anders E., Grevesse N.* Abundance of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Beauchamp B., Henderson Ch.M., Grasby S.E., Gates L.T., Beatty T.W., Utting J., James N.P.* Late Permian sedimentation in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic: the Lindström and Black Stripe formations // *Bull. Can. Petrol. Geol.* 2009. V. 57. № 2. P. 167–191.
<https://doi.org/10.2113/gscpgbull.57.2.167>
- Cohen K.M., Finney S.M., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013. V. 36. P. 199–204.
- Dott R.H.* Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? // *J. Sedimentary Res.* 1964. V. 34. P. 625–632.
- Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // *Classification of Carbonate Rocks*. Ed. Ham W.E. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.
- Embry A., Beauchamp B.* Sverdrup basin, chapter 14 // *The Sedimentary Basins of the United States and Canada*. Elsevier, 2019. P. 559–592.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00014-0>
- Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D.* Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 40. P. 737–745.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.11.007>
- Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G.A., Zhu M.* Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater // *Precambrian Res.* 2013. V. 225. P. 110–127.
- Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N., Kossovaya O.L., Filimonova T.V., Verzhbitsky V.E., Petrov O.L., Vatrushkina E.V., Moiseev A.V.* Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // *J. Geodynam.* 2018. V. 120. P. 77–107.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.006>
- Zhang Kai-Jun, Li Qiu-Huan, Yan Li-Long, Zeng Lu, Lu Lu, Zhang Yu-Xiu, Hui Jie, Jin Xin, Tang Xian-Chun.* Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Sci. Rev.* 2017. V. 167. P. 27–46.

Рецензенты *Р.В. Кутыгин, А.И. Малиновский, Н.В. Сенников*

New Data on the Late Paleozoic Conglomerates of Wrangel Island and Their Geological Interpretation

**M. I. Tuchkova[#], T. V. Filimonova, T. N. Isakova, V.E. Zagoskina-Beloshei,
S. D. Sokolov, and A. S. Dubenskiy**

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: tuchkova@ginras.ru

Conglomerates are widespread in the Paleozoic sediments of Wrangel Island and occur at different stratigraphic levels of the sedimentary cover. The conglomerates of the Central tectonic zone of Wrangel Island previously classified as Carboniferous are represented by two types, which differ in the composition of their components. Conglomerates of the first type are complexly constructed, fragments of metamorphic shales and basic volcanic rocks dominate their composition. Rounded quartz fragments, limestone fragments and faunal remains dominate the conglomerates of second type. Their composition is analogous to that of intraformational conglomerates from sections of the Northern tectonic zone. The age of these conglomerates can reliably be established through the analysis of faunal remains, which indicate a Guadalupian–Lopingian (Middle–Late Permian) age. Thus, conglomerates of the first and second types in the Central zone of Wrangel Island are most likely of different ages, while the later (conglomerates of the second type) can be attribute to the Middle–Upper Permian. Two horizons of conglomerates of different ages in the Central zone of Wrangel Island indicate local rearrangements at the beginning of the Pennsylvanian (the Bashkirian age) and Guadalupian–Lopingian. Similar unconformities can also be in coeval sediments of Sverdrup basin.

Keywords: Paleozoic, conglomerates, paleogeography, Wrangel Island

УДК 562:551.762.2(470.44)

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САРАТОВСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ ПО КЕРНУ СКВАЖИН И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ КАМЕННООВРАЖНОЙ СВИТЫ

© 2025 г. Е. М. Тесакова^{1, 2, *}, М. А. Устинова², Д. Б. Гуляев³, М. А. Рогов²,
Е. В. Щепетова², О. А. Лутиков², А. С. Застрожных⁴

¹Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Комиссия по юрской системе МСК России, Ярославль, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: ostracon@rambler.ru

Поступила в редакцию 28.02.2024 г.

После доработки 08.03.2024 г.

Принята к публикации 03.04.2024 г.

Выполнено комплексное палеонтологическое и литологическое изучение юрских отложений Саратовского Заволжья, вскрытых в Перелюбском районе скважинами 103 и 108. В починковской свите (терминальный байос–базальный бат) установлены нижнебатская аммонитовая зона *Besnosovi* (верхняя часть), слои с фораминиферами *Lenticulina volganica*–*Vaginulina dainae* и остракодовая филозона *Glyptocythere bathonica*. В камменноовражной свите (верхи нижнего бата–верхний бат) выявлены слои с фораминиферами *Ammodiscus baticus* и остракодовая филозона *Bathoniella prima*. В хлебновской свите (терминальный бат–нижний келловей) установлены зона по фораминиферам *Haplophragmoides infracallovienensis*–*Guttulina tatariensis* и филозона по остракодам *Bathoniella milanovskyi*. В промзинской свите (средневожский подъярус) выявлены зона по аммонитам *Panderi*, зона по фораминиферам *Lenticulina infravolgaensis*–*Saracenaria pravoslavlevi*, зона по остракодам *Cytherella*–*Reticocythere cornulateralis*. Камменноовражная свита впервые получила палеонтологическое обоснование по остракодам и отвечает зоне *B. prima*. Впервые опубликованы фотографии моллюсков, фораминифер и остракод Саратовского Заволжья из средней и верхней юры и наннопланктона из верхней юры.

Ключевые слова: фораминиферы, остракоды, аммониты, двустворчатые моллюски, наннопланктон, байос, бат, нижний келловей, средневожский подъярус, Восточно-Европейская платформа

DOI: 10.31857/S0869592X25020053, EDN: UNUBNO

ВВЕДЕНИЕ

Юрские отложения широко распространены в Саратовском Заволжье, но редко выходят здесь на дневную поверхность (Камышева-Елпатьевская, 1967). В естественных обнажениях наиболее широко представлены породы вожского возраста (Камышева-Елпатьевская, Соловьева, 1928; Гурвич, 1951), реже – келловейского. Байосско-батские отложения в данном регионе установлены по результатам бурения (Розанов, 1931; Кузнецова и др., 1964; Камышева-Елпатьевская, 1967; Молостовский и др., 2004). Кимериджские отложения также преимущественно известны из скважин (Молостовский и др., 2004). Только из обнажений в верховьях р. Сестра из серой глины А.Н. Розановым (1931) указывались находки пиритизированных ядер аммонитов кимериджского и, возможно, оксфордского возраста. Чаше же находки

кимериджских и оксфордских моллюсков фиксировались в базальном фосфоритовом конгломерате зоны *Panderi* средневожского подъяруса (Камышева-Елпатьевская, 1967). Поскольку остатки аммонитов и других моллюсков редко встречаются в керне скважин и зачастую имеют плохую сохранность, особое значение для биостратиграфического расчленения байосско-батского интервала Саратовского Заволжья приобрели микрофоссилии, в первую очередь фораминиферы и остракоды. Комплексы микрофауны Поволжья наиболее полно были изучены в правобережных обнажениях и скважинах, из левобережной юры они известны значительно хуже (Любимова, 1955; Хабарова, 1955, 1961; Мятлюк, 1961; Даин, 1970; Даин, Кузнецова, 1976; Сарычева, 1971; Кузнецова, 1979; Троицкая, Хабарова, 1986; Старцева, 1986; Салтыков и др., 2008 и др.).

Во время геологической съемки в пределах бортовой зоны Прикаспийской впадины юрские отложения были вскрыты многочисленными скважинами, изученными геофизическим и палеонтологическим методами (Хабарова, Шадрина, 1969). Большой объем микрофаунистических исследований вылился в очень краткие списки характерных видов фораминифер, которые позволили выявить отложения от верхнего байоса до средневожского подъяруса; для верхнего байоса упомянуты руководящие остракоды (три вида). Изученные по керну скважин района верховьев рек Большой и Малый Узень юрские и нижнемеловые моллюски, фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы также были представлены в виде неполных списков руководящих форм; единичные виды остракод упомянуты лишь из верхнего байоса, средневожской зоны *Virgatus* и нижнего мела (валанжин и готерив) (Кузнецова и др., 1964). В результате монографического изучения остракод из мезозоя Поволжья (в том числе Саратовского левобережья и Общего Сырта, в основном по скважинам; Любимова, 1955) были установлены хорошо выдержанные по латерали комплексы, характерные для нижнего триаса, верхов байоса, бата, для всех подъярусов келловоя, оксфорда, кимериджа, а также для отдельных аммонитовых зон вожского яруса. Эти комплексы в общих чертах отвечают новейшим данным о распространении остракод в средней и верхней юре Восточно-Европейской платформы (ВЕП), но их детальность по сравнению с существующей сейчас зональной схемой (Тесакова, 2015, 2022г; Тесакова и др., 2017; Тесакова, Сельцер, 2022) невелика, а степень обоснованности границ явно недостаточна. Кроме того, интерпретация П.С. Любимовой уже не соответствует современным представлениям о составе, происхождении и эволюции юрской фауны остракод ВЕП (Тесакова, 2013а, 2013б, 2014а, 2022а–2022г; Тесакова, Сельцер, 2022 и др.). Новая информация о юрских моллюсках и фораминиферах была получена в ходе комплексного исследования керна опорной скважины № 120, пробуренной на севере Саратовского Заволжья в Пугачевском районе (Молостовский и др., 2004). Однако упомянутые в данной работе руководящие таксоны также остались не изображенными.

Во всех публикациях по юре Саратовского Заволжья отсутствует информация о точных глубинах находок макро- и микрофауны и приводится лишь краткая палеонтологическая характеристика ярусов и подъярусов, иногда аммонитовых зон. Следует отметить, что находки батских аммонитов в скважинах Саратовского Заволжья неоднократно упоминались в литературе (Камышева-Елпатьевская и др., 1959; Камышева-Елпатьевская, 1969; Кузнецова и др., 1964; Молостовский и др., 2004; Салтыков, 2008), но до сих пор они не изображались, впрочем, как и микрофауна (исключение — рисунки остракод из зоны *Panderi* в: Любимова, 1955). Это сильно снижает достоверность

определений. По этим причинам использование опубликованных данных для детального расчленения и корреляции юрских отложений на современном уровне невозможно.

В свете вышесказанного очевидна актуальность комплексных биостратиграфических исследований керна скважин, пробуренных в Перелюбском районе Саратовской области. Кроме того, воздействие соляной тектоники пермских слоев на вышележащие отложения в этом регионе приводит к крайней изменчивости вскрытого разреза и неравномерной представительности в нем юрских подразделений, что существенно осложняет сопоставление этих интервалов в соседних разрезах, несмотря на близкое расстояние между ними. Поэтому детальная биостратиграфия и корреляция юрских интервалов в разрезах скв. 103 и 108 являлась актуальной и достаточно сложной задачей. Сюда входило: 1) выявить состав фаунистических комплексов макро- и микрофоссилий юры Заволжья, строго задокументированных по глубине, и установить их стратиграфическую последовательность; 2) по распределению моллюсков, фораминифер и остракод установить биостратоны, позволяющие коррелировать разрезы этих скважин между собой и с разрезами других районов, в том числе из стратотипической местности правобережья; 3) опубликовать изображения изученных таксонов. Следует отметить, что хотя наннопланктон из верхней юры Саратовской области ранее был известен (Кулева и др., 2004; Щепетова, 2011; Букина, 2013 и др.), его таксономические определения в литературе до сих пор отсутствовали и в настоящей статье публикуются впервые.

Микрофоссилии, так же как аммониты и двусторчатые моллюски, распространены в юрских отложениях разрезов скв. 103 и 108 неравномерно. Биостратиграфический возраст разных интервалов был определен либо по одной из изученных групп, либо по их комплексу.

Особо следует отметить значение остракод для уточнения возраста каменноовражной свиты, вскрытой в обеих скважинах, что являлось еще одной задачей нашего исследования. Каменноовражная свита распространена на юго-востоке и в центре ВЕП в Нижнем и Среднем Поволжье. Ее возраст условно определяется как конец раннего—начало позднего бата по положению между охарактеризованными аммонитами зонами *Besnosovi* (починковская¹ свита) и *Barnstoni*—*Infimum* (хлеб-

¹ Номенклатурный приоритет между установленными в одном и том же году и имеющими близкий возраст и литологический состав починковской и вяжневской свитами остается неоднозначным (ср. Унифицированная..., 1993, 2012; Олферьев и др., 1993; Олферьев, 1997; Гуляев, 2019). При этом первоначальная комплексная характеристика вяжневской свиты весьма детальная, а характеристика починковской свиты практически отсутствует.

новская свита) (Гуляев, 2015, 2019). Стратиграфический диапазон свиты в известной степени условный, присутствие в нем среднего бата формально не доказано находками аммонитов. Однако широкое распространение свиты, большая мощность по всему ареалу и обычно не контрастные границы с подстилающими и перекрывающими нормально-морскими отложениями позволяют сделать вывод, что масштабных перерывов внутри нее нет, поэтому средний бат она имплицитно включает в себя в том или ином объеме. Границы среднего бата, разумеется, условны и показаны на колонках скважин пунктиром.

Свита представлена толщей переслаивания светло-серых глин с характерным желтоватым оттенком, который они приобретают при выветривании, и белых рыхлых (“мучнистых”) алевроитов; толща содержит редкие прослои песков и несколько горизонтов карбонатных конкреций, а также бедный комплекс фоссилий. Ее мощность в Заволжье составляет 35–51 м, а в среднем по Поволжью – около 60 м (Салтыков, 2008). Формирование осадков свиты происходило на мелководье, в замкнутых или полужамкнутых акваториях с пониженной нестабильной соленостью вод (лагуны, лиманы, эстуарии и т.п.), что исключало присутствие стеногалинных морских организмов, в том числе аммонитов, белемнитов, многих фораминифер (Салтыков и др., 2008; Щепетова и др., 2021 и др.). В отложениях свиты встречены эвригалинные двустворки, формирующие моно- и олиготаксонные сообщества, несколько видов агглютинирующих фораминифер рода *Ammodiscus*, известные редкие находки остракод плохой сохранности (Любимова, 1955; Хабарова, 1955, 1961 и др.). В верхней части свиты определены морские диноцисты *Protobatioladinium elongatum* Riding et Ilyina², в нижней ее части – монотаксонные скопления мелких U-образных шпрейтовых ходов, заполненных пеллетами, морфологически близких к ихнотаксону *Rhizosorallium commune* Schmid и считающихся маркером обстановок приливной равнины с переменной соленостью, варьирующей от морских до солоноватых и пресных вод (Щепетова и др., 2021). В каменноовражной свите по частым,

иногда массовым, находкам *Ammodiscus baticus* Dain выделены одноименные слои (Даин, 1948; Практическое..., 1991). Но раковины этого вида-индекса известны также из пограничного интервала байоса и бата. Ранее И.Г. и Н.Т. Сазоновы (1967, с. 46) писали: “...совместно с *Pseudocosmoceras* при отсутствии *Parkinsonia* встречается из фораминифер только массовое скопление эндемичного вида *A. baticus*, обитавшего в прибрежной части Среднерусского моря”. Л.Г. Даин (1961) связывала распространение массовых скоплений фораминифер *A. baticus* в батских отложениях Нижнего Поволжья с колебаниями солености и возможной обособленностью бассейна в результате регрессии, а периодическое появление и исчезновение этого вида – с колебаниями положения береговой линии. Следовательно, массовые находки этого вида должны рассматриваться как индикаторы мелководной, по-видимому лагунно-эстуарной, обстановки, а возраст как нижней, так и верхней границы слоев с *A. baticus* должен считаться неопределенным и фациально зависимым. Строго говоря, до сих пор не было палеонтологического обоснования возраста каменноовражной свиты, который определялся лишь по ее положению между охарактеризованными аммонитами отложениями. Поэтому найденные в ней остракоды *Bathoniella prima* Tesakova, появившиеся на ВЕП в конце раннего бата, могут считаться ее маркерами и датировать нижнюю границу. Кроме того, развитие на ВЕП батониелл вплоть до конца раннего келловая (Тесакова, 2024, 2025) впервые позволило связать время формирования каменноовражной свиты с началом нового этапа развития фауны остракод – с эволюцией филолинии *Bathoniella* Tesakova – и установить в батских и нижнекелловейских отложениях изученных скважин соответствующие филозоны.

Установление свит в обеих скважинах выполнено Е.В. Щепетовой. Определение аммонитов в нижнебатской части разрезов сделано Д.Б. Гуляевым, в средневожском подъярусе – М.А. Роговым. Среднеюрские двустворчатые моллюски определены О.А. Лутиковым. Комплексы фораминифер и известкового наннопланктона изучены М.А. Устиновой, комплексы остракод – Е.М. Тесаковой.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужил керн двух скважин №№ 103 и 108, пробуренных АО “Минерально-химическая компания ЕвроХим” в Перелюбском районе Саратовской обл. (рис. 1). Образцы на микрофауну были отобраны Щепетовой и Роговым в 2016 г. Литолого-стратиграфическая характеристика байосско-батских отложений, вскрытых скв. 103, была опубликована ранее (Щепетова и др., 2020, 2021; в этих работах скв. 103

² В опубликованных биостратиграфических схемах этот вид считается индексом верхнебатской зоны, но его датировка основана только на данных по разрезу у д. Чуркино на р. Пижма, откуда происходит типовая серия вида. В этом разрезе раннекелловейские аммониты (Гуляев, 2001, 2007) были ошибочно определены как ранне- и позднебатские (Меледина, 1994 и др.), что привело к неверной датировке диноцист. Таким образом, возраст зоны *P. elongatum* остается неопределенным. В рассматриваемом регионе сложности с определением возраста пограничного интервала каменноовражной и хлебновской свит связаны также с тем, что к каменноовражной свите могли быть ошибочно причислены не всегда литологически контрастные низы хлебновской свиты, сформировавшиеся в ходе позднебатской борейальной морской трансгрессии в фазы *Barnstoni* и *Infimum*.

была обозначена как скв. № 1). Литологическая колонка скв. 108 и корреляция ее со скв. 103 предварительно опубликованы в (Тесакова и др., 2023).

Починковская и каменноовражная свиты вскрыты обеими скважинами, хлебновская и промзинская свиты присутствуют только в скв. 108.

Все свиты датированы фораминиферами и остракодами, а аммонитовые зоны удалось установить только в починковской (в узком интервале) и в промзинской свитах (рис. 2).

Аммониты представлены сдавленными ядрами с сохранившимся перламутровым слоем (табл. I).

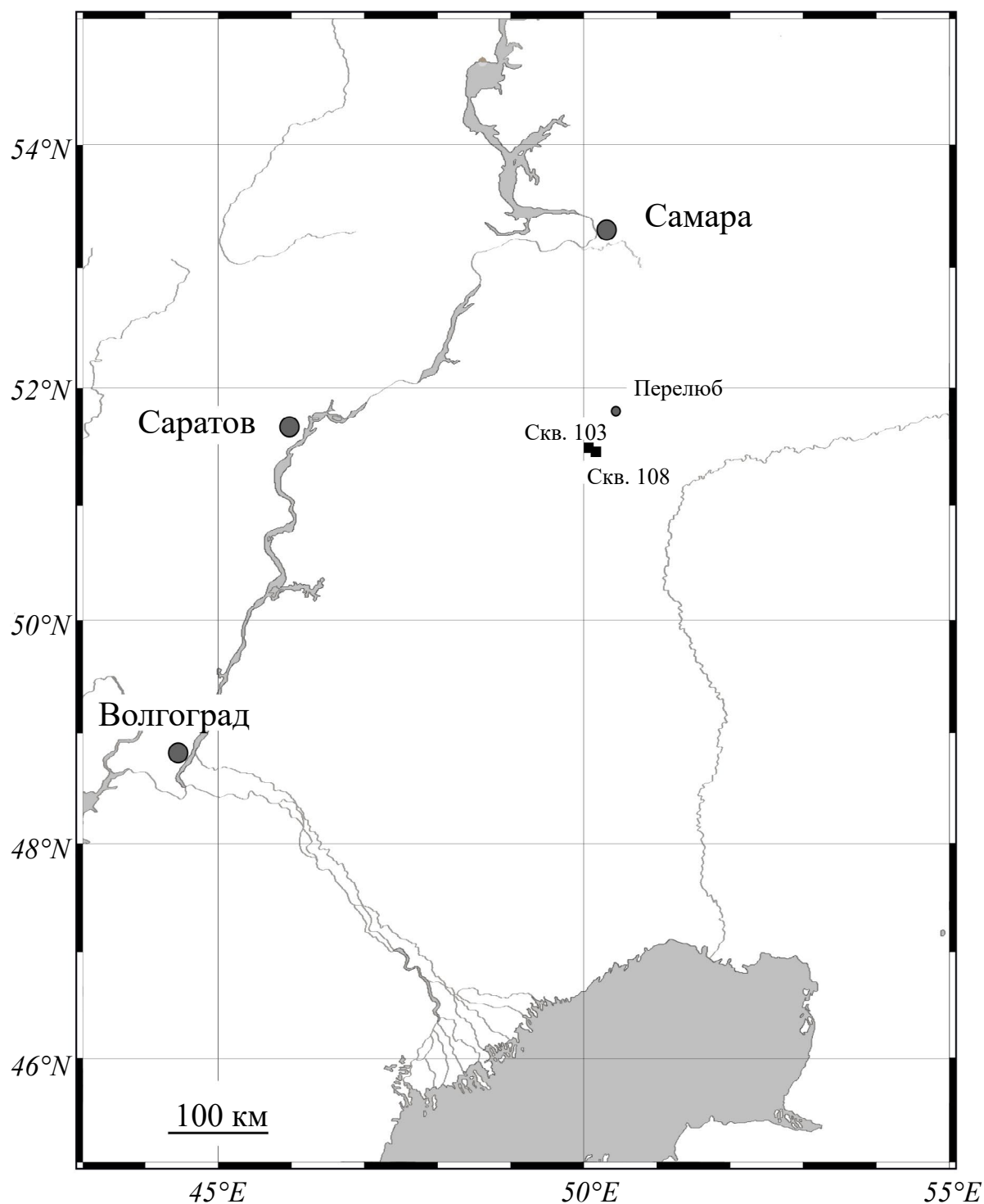


Рис. 1. Расположение скважин 103 и 108 в Перелюбском районе Саратовской области.

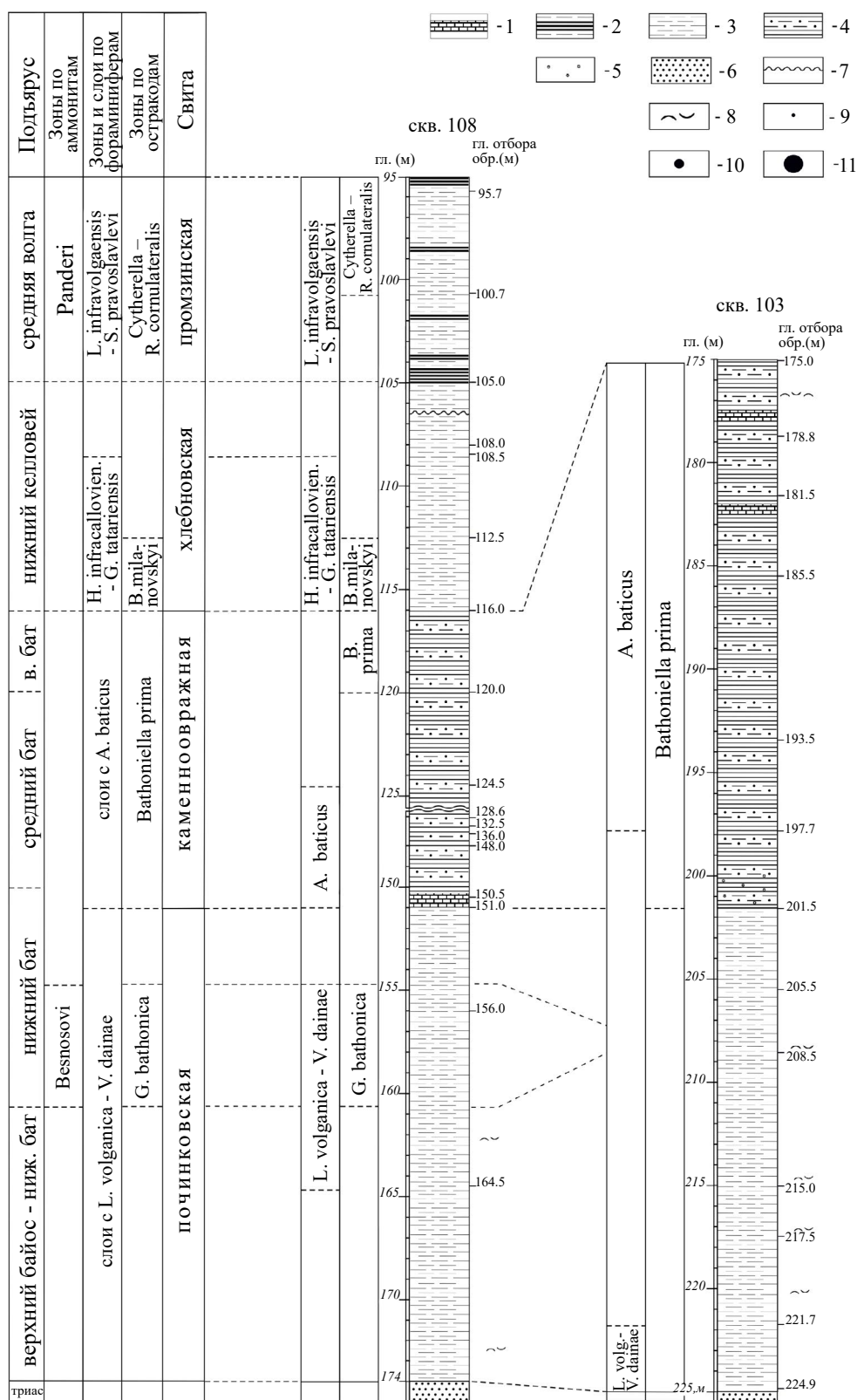


Рис. 2. Стратиграфия (по аммонитам и микрофауне) и корреляция колонок скв. 103 и 108.

Здесь и на рис. 3–5: 1 – конкреционные известняки, 2 – толща чередования глин и горючих сланцев, 3 – глины серые и темно-серые, 4 – глины светло-серые ("пепельные") алевроитовые и алевроиты серовато-белые, 5 – гнезда ярозита, 6 – песчаники и пески, 7 – размыв, 8 – раковины двустворчатых моллюсков. Черные кружки означают присутствие таксона в образце, а размер кружка – относительное обилие таксона: 9 – единичные экз., 10 – десятки экз., 11 – сотни экз.

Коллекция этих моллюсков хранится в Апрелевском филиале ВНИГНИ, колл. MAR5. В керне скв. 103 (на гл. 214 м) обнаружены разрозненные створки двустворчатых моллюсков *Meleagrinea* (M.) *doneziana* (Borissjak) (табл. II). Они хранятся в лаборатории стратиграфии фанерозоя ГИН РАН под № ПБ-95.

Пробы на микрофауну (30 шт., по 250–300 г) отмывались стандартным методом с замачиванием породы на сутки в горячей воде с гидрокарбонатом натрия и последующей промывкой под струей воды через планктонную сеть. После просушивания отмытый материал фракционировался на сите с ячейкой 0.315 мм, и микрофауна отбиралась из каждой фракции (>0.315 и 0.315–0.01 мм) отдельно. Сохранность всей микрофауны из сильно опесчаненной каменноовражной свиты удовлетворительная или плохая, а экземпляры из глин починковской, хлебновской и особенно промзинской свит сохранились хорошо и очень хорошо. Фотографии фораминифер выполнены на световом микроскопе Levenguk с фотонасадкой Canon цифровым фотоаппаратом Canon 550D в Лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов ГИН РАН (табл. III, IV). Съемка остракод проводилась на СЭМ-микроскопе TESCAN VEGA-II XMU в кабинете приборной аналитики Палеонтологического института (ПИН РАН) (табл. V–IX). Коллекция остракод под №№ MSU-Perelub и MSU-PYU хранится на кафедре региональной геологии и истории Земли

геологического факультета МГУ; коллекции фораминифер под № 10Ф-ГИН-Перелюб2020 и наннопланктона под № 23Н-ГИН-Перелюб2020 хранятся в Лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов ГИН РАН.

Известковый наннопланктон встречен только в волжских отложениях. Сохранность его от удолетворительной (с частичной перекристаллизацией и растворением кокколлитов) до хорошей (кокколлиты не изменены). Кокколлиты выделялись стандартным методом (Worn, Cooreg, 1998) и изучались под световым поляризационным микроскопом БиОп-тик (×1000). Фотографии сделаны в скрещенных николях (табл. X). Оценка относительного количества наннофоссилий проводилась путем подсчета числа экземпляров в 100 полях зрения подряд на произвольно выбранной площади, охватывающей как центральную, так и краевые части препарата.

Для научных учреждений, упомянутых в тексте, приняты следующие аббревиатуры: ВНИГНИ (Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва (Апрелевское отделение)), ГИН РАН (Геологический институт Российской академии наук, Москва), МГУ (Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова), ПИН РАН (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва), ЯГПУ (Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д. Ушинского).

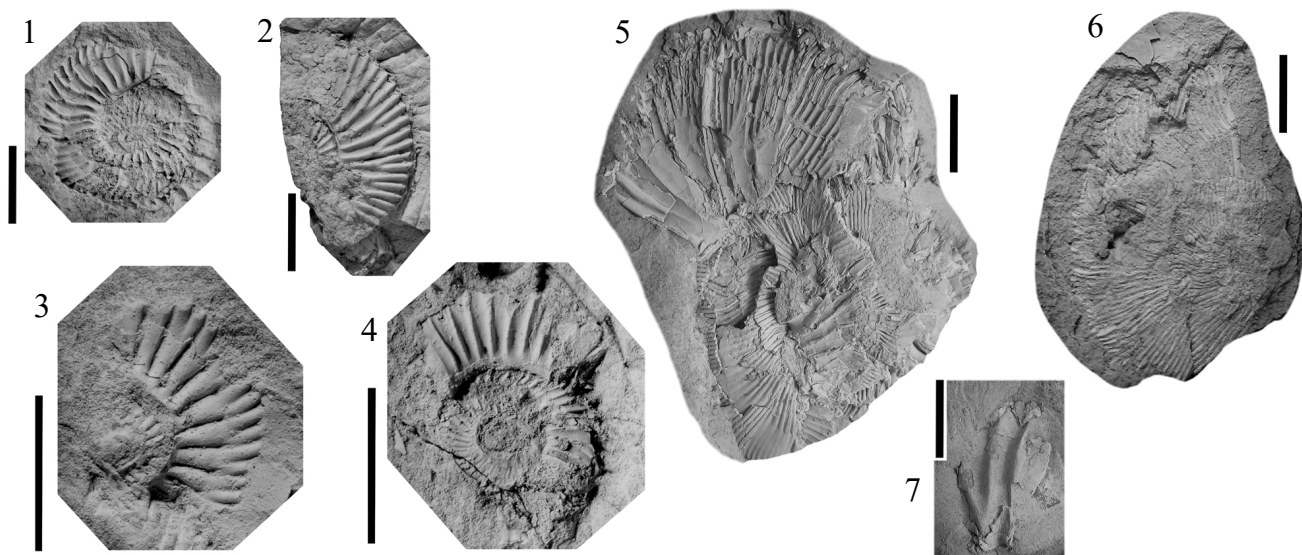


Таблица I. Аммониты.

1–4 – *Sokurella* cf. *elshankae* Gulyaev, 2019, нижний бат, зона *Besnosovi* (верхи): 1 – экз. № MAR5/4, скв. 103, гл. 207.75 м; 2 – экз. № MAR5/5, скв. 103, гл. 208.1 м; 3 – экз. № MAR5/6, скв. 108, гл. 156.2 м; 4 – экз. № MAR5/7, скв. 108, гл. 156.3 м; 5 – *Zaraiskites kuteki* Rogov, 2013, экз. MAR5/1, скв. 108, гл. 105.3 м; средневолжский подъярус, зона *Panderi*, подзона *Zarajskensis*, биогоризонт *Z. kuteki*; 6 – *Zaraiskites densecostatus* Rogov, 2014, экз. MAR5/3, скв. 108, гл. 102.2 м; средневолжский подъярус, зона *Panderi*, подзона *Zarajskensis*; 7 – *Dorsoplanites panderi* (Eichwald, 1840), экз. MAR5/2, скв. 108, гл. 93.85 м, средневолжский подъярус, зона *Panderi*. Длина масштабной линейки 1 см.

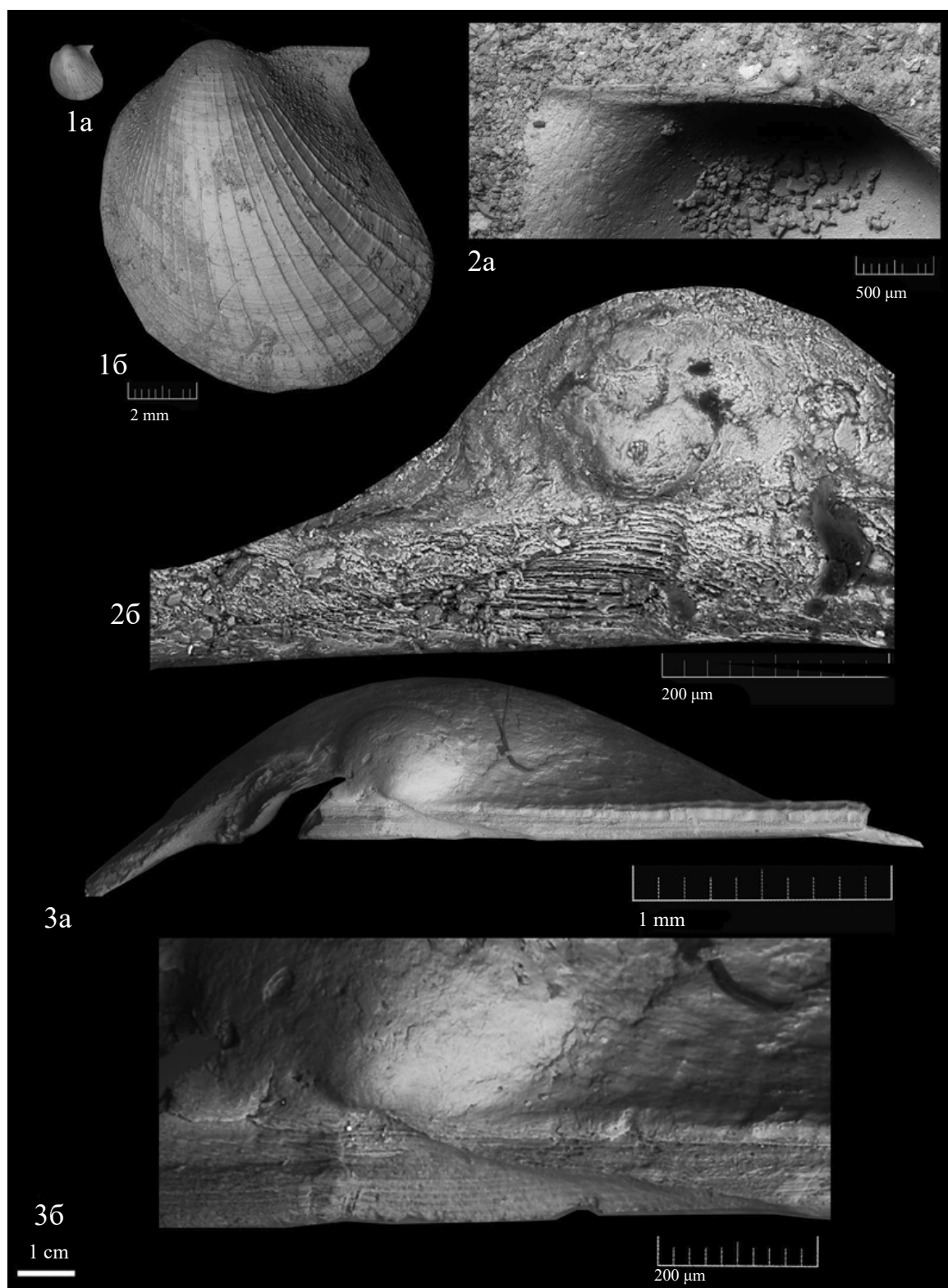


Таблица II. Двустворчатые моллюски. Все экземпляры происходят из скв. 103, гл. 214.0 м, обр. № ПБ-95, средняя юра, байос. 1–3 – *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *doneziana* (Borissjak, 1909): 1 – экз. № ПБ-95/3: а – вид левой створки снаружи; $\times 1$; б – то же, длина масштабного отрезка 2.0 мм; 2 – экз. № ПБ-95/1: а – вид верхней части левой створки молодого экземпляра изнутри в породе, длина масштабной линейки 0.5 мм; б – лигаментный блок левой створки, длина масштабной линейки 0.2 мм; 3 – экз. № ПБ-95/2: а – вид правой створки молодого экземпляра со стороны замочного края, длина масштабного отрезка 1.0 мм, б – вид лигаментного блока правой створки, лигаментная ямка прямоугольного типа, расширяющегося подтипа, длина масштабной линейки 0.2 мм.

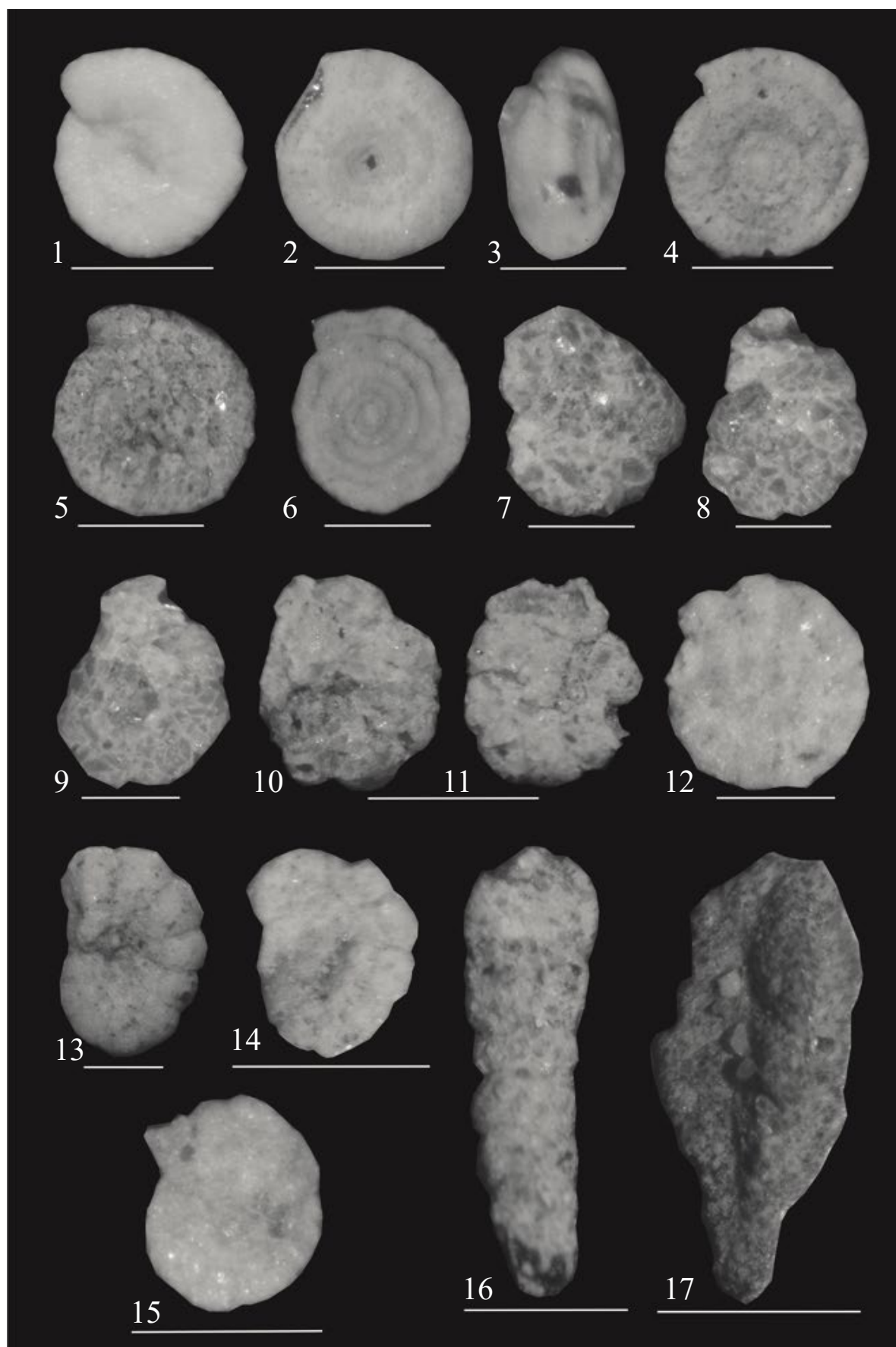


Таблица III. Фораминиферы.

1 — *Ammodiscus baticus* Dain, 1948, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-1, сбоку, скв. 103, гл. 175.0 м; 2 — *A. crassus* (Kübl. et Zwingli, 1870), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-2, сбоку, скв. 103, гл. 175.0 м; 3 — *A. varians* Kapt.-Chern., 1959, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-3, сбоку, скв. 108, гл. 124.5 м; 4 — *A. pseudoinfimus* Gerke et Sosipatr, 1961, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-4, сбоку, скв. 108, гл. 116.0 м; 5 — *A. graniferus* Kosyr., 1959, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-5, сбоку, скв. 108, гл. 116.0 м; 6 — *A. giganteus* Myatl., 1939, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-6, сбоку, скв. 108, гл. 95.7 м; 7 — *Kutsevelia antiqua* Jak., 1984, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-7, сбоку, скв. 108, гл. 116.0 м; 8, 9 — *Ammobaculites fontinensis* (Terq., 1870), скв. 108, гл. 116.0 м; 8 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-8, со спинной стороны, 9 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-9, с брюшной стороны; 10, 11 — *Naplophragmoides infracallovienensis* Dain, 1948, скв. 108, гл. 116.0 м; 10 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-10, с брюшной стороны, 11 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-11, со спинной стороны; 12 — *N. nonioninoides* (Reuss, 1863), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-12, сбоку, скв. 108, гл. 116.0 м; 13 — *N. volgensis* Myatl., 1939, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-13, сбоку, скв. 108, гл. 105.0 м; 14 — *Ammobaculites labythnangensis* Dain, 1972, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-14, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 15 — *Naplophragmoides* cf. *N. nonioninoides* (Reuss, 1863), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-15, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 16 — *Reophax* sp., экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-16, сбоку, скв. 108, гл. 108.5 м; 17 — *Triplasia* sp., экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-17, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м. Длина масштабной линейки 0.25 мм для фиг. 15, 16; 0.5 мм для фиг. 1–4, 7–9, 12, 13; 1.0 мм для фиг. 5, 6, 10, 11, 14, 17.

АММОНИТЫ

Редкие аммониты встречены лишь в двух стратиграфических интервалах — в нижнем бате и средневожском подъярусе (рис. 3, 4).

В скв. 103, в инт. 207.75–208.1 м, определены *Sokurella* cf. *elshankae* Gulyaev (табл. I, фиг. 1, 2) и *Oraniceras* sp. ind., по которым установлена нижнебатская зона *Besnosovi*, ее верхняя часть.

В скв. 108 аммониты зоны *Besnosovi* встречены в инт. 156.0–160.5 м (табл. I, фиг. 3, 4). По комплексу *Zaraiskites kuteki* Rogov (табл. I, фиг. 5), *Z. ex gr. kuteki* Rogov, *Z. densecostatus* Rogov (табл. I, фиг. 6), *Dorsoplanites panderi* (Eichwald) (табл. I, фиг. 7) в инт. 105.0–95.7 м установлена средневожская зона *Panderi*.

ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ

Обнаруженные в починковской свите представители рода *Meleagrinella* (рис. 3) относятся к виду *M. (M.) doneziana* Borisjak (табл. II, фиг. 1–5), широко распространенному в среднеюрских отложениях ВЕП. Этот вид впервые был описан из верхнебайосских отложений Донецкой области (Борисьяк, 1909). Он указывался из нижней части починковской (“жирновской”) свиты в разрезе Малого Каменного оврага, где привязан к слоям с предположительно позднебайосскими аммонитами (Первушов и др., 2011), однако изображения фауны из этого разреза не приводились. В более высокой части разреза починковской свиты в Плетневском карьере (нижний бат, зона *Besnosovi*) встречается другой вид мелеагринелл, пока однозначно не определенный (Гуляев, Ипполитов, 2017).

В средневожском интервале встречена раковина двустворки *Buchia mosquensis* (Buch) (определение В.А. Захаров).

ФОРАМИНИФЕРЫ

Наиболее распространенной и представительной группой фоссилий в юрских отложениях, вскрытых скв. 103 и 108, являются фораминиферы, но их распределение по разрезам весьма неравномерное (рис. 3, 5). Всего определено 57 таксонов (табл. III, IV).

В скв. 103 в инт. 175.0–224.9 м и в скв. 108 в инт. 124.5–164.5 м выявлены крайне скудные в таксономическом отношении комплексы. В скв. 108 на гл. 164.5 м найден один экземпляр *Lenticulina subinvoluta* Kaptarenko-Chernousova, впервые описанной из верхнего байоса юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса (Каптаренко-Черноусова, 1961), что позволило отнести вмещающие отложения к этому подъярусу. Данный вид также встречается в верхнем байосе Молдавии и байосе Северо-Восточного Кавказа (Пяткова, Пермькова, 1978). На гл. 156.0 м в скв. 108 и в инт. 221.7–224.9 м скв. 103 встречены единичные экземпляры *Vaginulina dainae* (Kosyreva) — вида, характерного для слоев с *Lenticulina volganica*—*Vaginulina dainae*, установленных в верхнем байосе—нижнем бате Саратовского Поволжья (Азбель и др., 1991; Унифицированная ..., 2012).

Выше слоев с *L. volganica*—*V. dainae* в бате европейской части бывшего СССР выделяют слои с *Ammodiscus baticus* (Азбель и др., 1991 и др.). В них, совместно с индексом, встречаются *Saccamina compacta* Gerke, *Ammodiscus crassus* Kubler et Zwingli и *A. varians* Kaptarenko-Chernousova, их распространение в средней юре не ограничивается одним лишь батом (Каптаренко-Черноусова, 1959). Слои с *A. baticus*, ассоциирующиеся в Нижнем Поволжье с каменноовражной свитой, выявлены в скв. 103 и 108 в инт. 175.0–197.7 и 124.5–151.0 м соответственно.

Выше залегает нижний келловей, установленный в скв. 108 в инт. 108.5–116.0 м по находкам

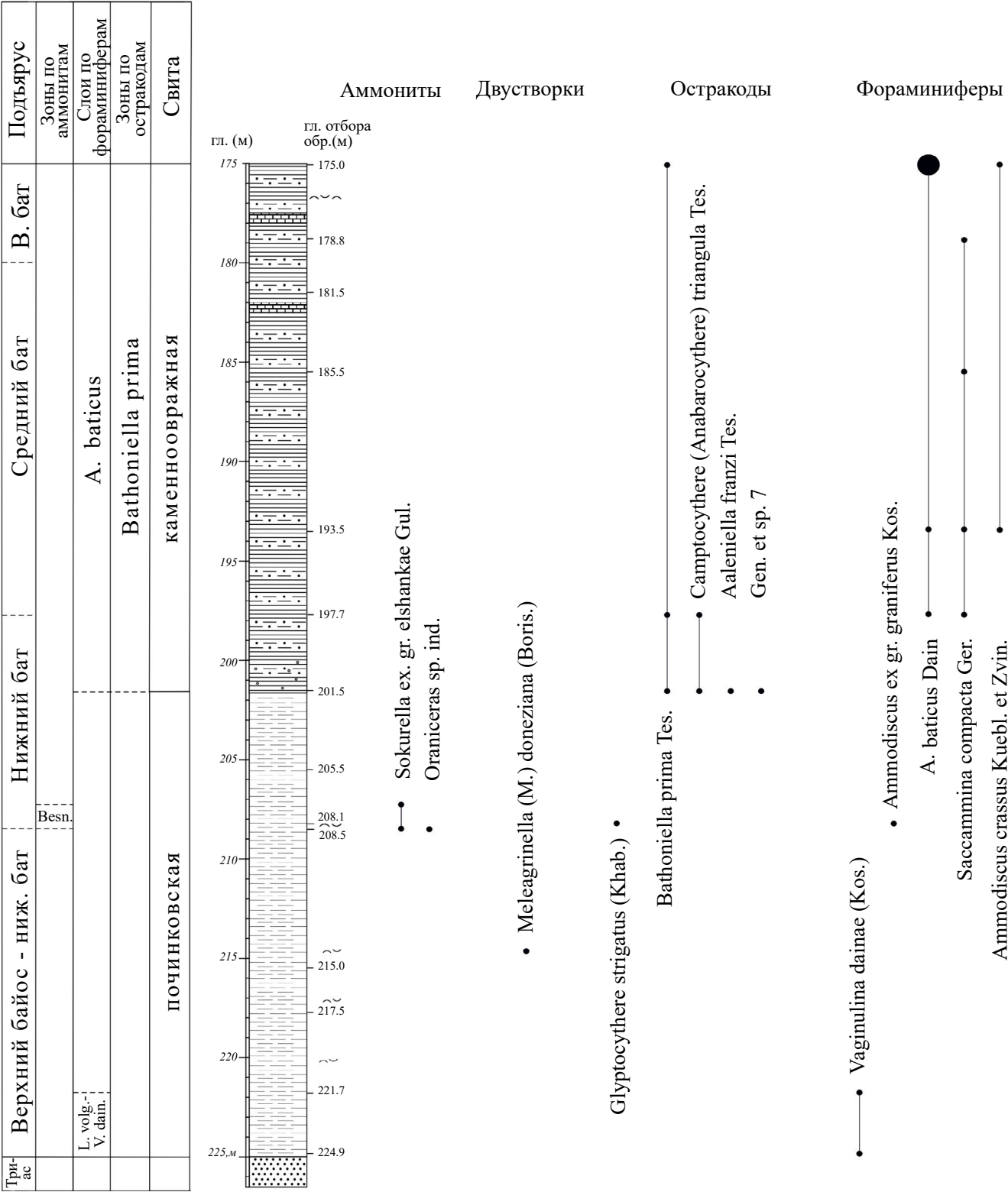


Рис. 3. Распределение в изученном интервале разреза скважины 103 аммонитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер и остракод.

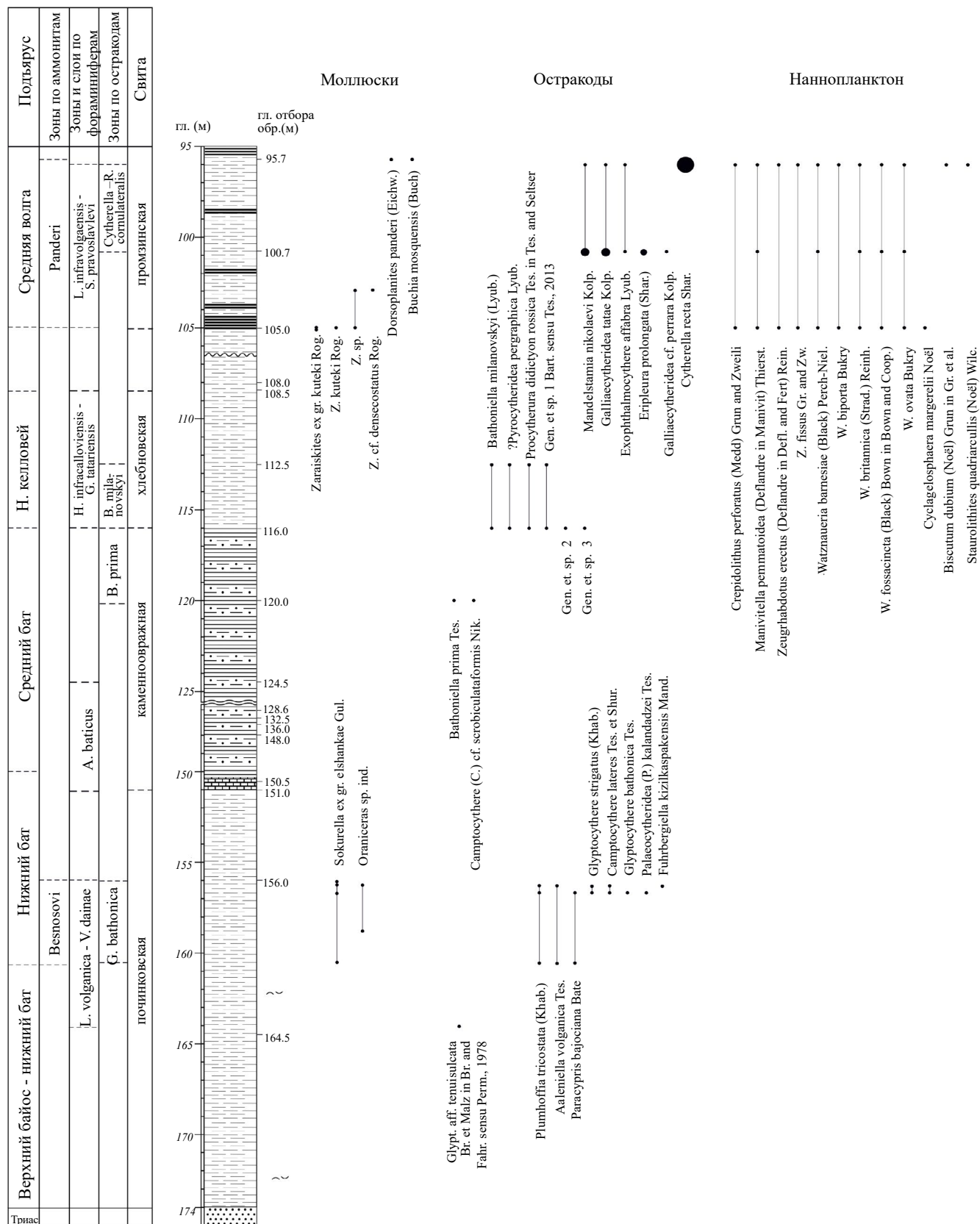


Рис. 4. Распределение в изученном интервале разреза скважины 108 аммонитов, остракод и наннопланктона.

Ammodiscus graniferus Kosyreva, *Haplophragmoides infracaloviensis* Dain, *Recurvoides ventosus* (Chabarov) — видам, характерным для нижнекембрийской зоны *Haplophragmoides infracaloviensis*—*Guttulina tataricensis* (Азбель и др., 1991).

Наиболее представительный комплекс фораминифер встречен в скв. 108 в инт. 95.7–105.0 м. По присутствию в нем видов, характерных для средневожской зоны *Lenticulina infravolgaensis*—*Saracenaria pravoslavlevi*: *Ammodiscus giganteus* Myatliuk, *Haplophragmoides volgensis* Myatliuk, *Lenticulina biexcavata* (Myatliuk), *Saracenaria pravoslavlevi* Fursenko et Polenova и др., вмещающие породы можно отнести к средневожскому подъярусу. Всего в этом интервале определено 55 видов.

ОСТРАКОДЫ

Всего в обеих скважинах определено 28 таксонов остракод, семь из которых оставлены в открытой номенклатуре.

В скв. 103 (рис. 3) в починковской свите на гл. 208.1 м найден один экземпляр вида *Glyptocythere strigatus* (Khabarova) s.l. (табл. VI, фиг. 4), свойственного для верхнего байоса и нижнего бата Нижнего Поволжья и Общего Сырта (Хабарова, 1955, 1961), северо-западных окраин Донбасса (Кац, 1957; Пермякова, 1970) и центральных районов России (Пензенская обл., в колл. Тесаковой). В Сокурском разрезе (окраина Саратова), где этот вид первоначально был определен в открытой номенклатуре как *Glyptocythere* sp. 1 morfa 1 и *G.* sp. 1 morfa 2 (Шурупова и др., 2016; Shurupova, Tesakova, 2017), он распространен в аммонитовых зонах *Michalskii* и *Besnosovi* и является характерным в зональных комплексах остракодовых филозон *G. aspera* и *G. bathonica* (Тесакова, 2022г).

В каменноовражной свите отмечено четыре таксона, представленных экземплярами плохой сохранности разных возрастных стадий: *Bathoniella prima* Tesakova (табл. VII, фиг. 8, 9, 11; табл. VIII, фиг. 1, 2, 11 и 12), *Camptocythere* (*Anabarocythere*) *triangula* Tesakova (табл. VI, фиг. 11, 12), *Aaleniella franzi* Tesakova (табл. IX, фиг. 5, 6) и *Gen. et sp. 7* (табл. IX, фиг. 12, 13). Все вместе они встречены лишь на гл. 201.5 м, а выше по разрезу разнообразие убывает. Наиболее часто встречаемым и относительно обильным видом в каменноовражной свите скв. 103 является *B. prima* (так, на гл. 201.5 м найдено пять экз., на гл. 197.7 м — шесть, на гл. 175.0 м — три), в то время как остальные виды представлены единично. По распространению *B. prima* устанавливается одноименная зона (Тесакова, 2025), прослеженная также в скв. 108.

В скв. 108 (рис. 4) в починковской свите на гл. 164.5 м (нерасчлененные отложения верхнего байоса—нижнего бата; слои с фораминиферами

L. volganica—*V. dainae*) встречена одна раковина посредственной сохранности, по размерам, очертаниям и тонкой скульптуре более всего похожая на *Glyptocythere* aff. *tenuisulcata* Brand et Malz in Brand et Fahrion из верхнего байоса Днепровско-Донецкой впадины (Пяткова, Пермякова, 1978, с. 141, табл. 58, фиг. 1). Найденный экземпляр обладает сетчатой скульптурой с мелкими петлями, тонкие стенки которых низкие, сглаженные и плохо различимые из-за нароста микрита (табл. V, фиг. 14; табл. VI, фиг. 1). Дно ячеек испещрено мелкими простыми порами (часто выстроенными вдоль стенок); также поверхность створки прободена небольшими круглыми ситовидными порами (табл. VI, фиг. 1).

Выше, в интервале глубин 156.2–160.5 м, из отложений зоны *Besnosovi* и слоев с *L. volganica*—*V. dainae* установлен комплекс остракод, типичный для зоны *G. bathonica*. В его нижней части присутствуют виды: *Plumhoffia tricostata* (Khabarova) (табл. V, фиг. 7–9), *Paracypris bajociana* Bate (табл. V, фиг. 2) и *Aaleniella volganica* Tesakova (табл. IX, фиг. 3, 4); в верхней — к ним добавляются: индекс этой зоны *Glyptocythere bathonica* Tesakova (табл. VI, фиг. 2), *G. strigatus* (табл. VI, фиг. 3, 5), *Camptocythere* (*C.*) *lateres* Tesakova et Shurupova (табл. VI, фиг. 8–10), *Fuhrbergiella kizilkaspakensis* Mandelstam (табл. VII, фиг. 1) и *Palaeocytheridea* (*P.*) *kalandadzei* Tesakova (табл. VII, фиг. 2).

Следующие находки остракод в скв. 108 сделаны уже в каменноовражной свите. На гл. 120.0 м отмечен один экземпляр *B. prima* (табл. VIII, фиг. 3) и один экземпляр *Camptocythere* (*C.*) cf. *scrobiculataformis* Nikitenko (табл. VI, фиг. 6, 7), оба плохой сохранности. Интервал разреза 116.0–120.0 м отнесен к зоне *B. prima* (до первых находок вида-индекса *Bathoniella milanovskyi* (Lyubimova) следующей зоны (Тесакова, 2025)). Вид *C. (C.) scrobiculataformis* — индекс зоны, которая охватывает нижний и, вероятно, средний бат и прослеживается в Северной Сибири, на шельфе Баренцева моря и в Тимано-Печорской области (Басов и др., 2009; Никитенко, 2009).

Переход между каменноовражной и хлебновской свитами в разрезе литологически достаточно плавный и неотчетливый. Раннекембрийские остракоды зоны *B. milanovskyi* из хлебновской свиты (инт. 112.5–116.0 м) представлены небогатым, но весьма характерным комплексом: *B. milanovskyi* (табл. VII, фиг. 3–7, 10), *?Pyrocytheridea pergraphica* Lyubimova (табл. IX, фиг. 7, 8), *Procytherura didictyon rossica* Tesakova in Tesakova and Seltser (табл. V, фиг. 3, 4), *Gen. et sp. 1 sensu* Tesakova, 2013 (табл. IX, фиг. 9), *Gen. et sp. 2* (табл. IX, фиг. 10) и *Gen. et sp. 3* (табл. IX, фиг. 11).

В промзинской свите определены остракоды прекрасной сохранности: *Cytherella recta* Sharapova

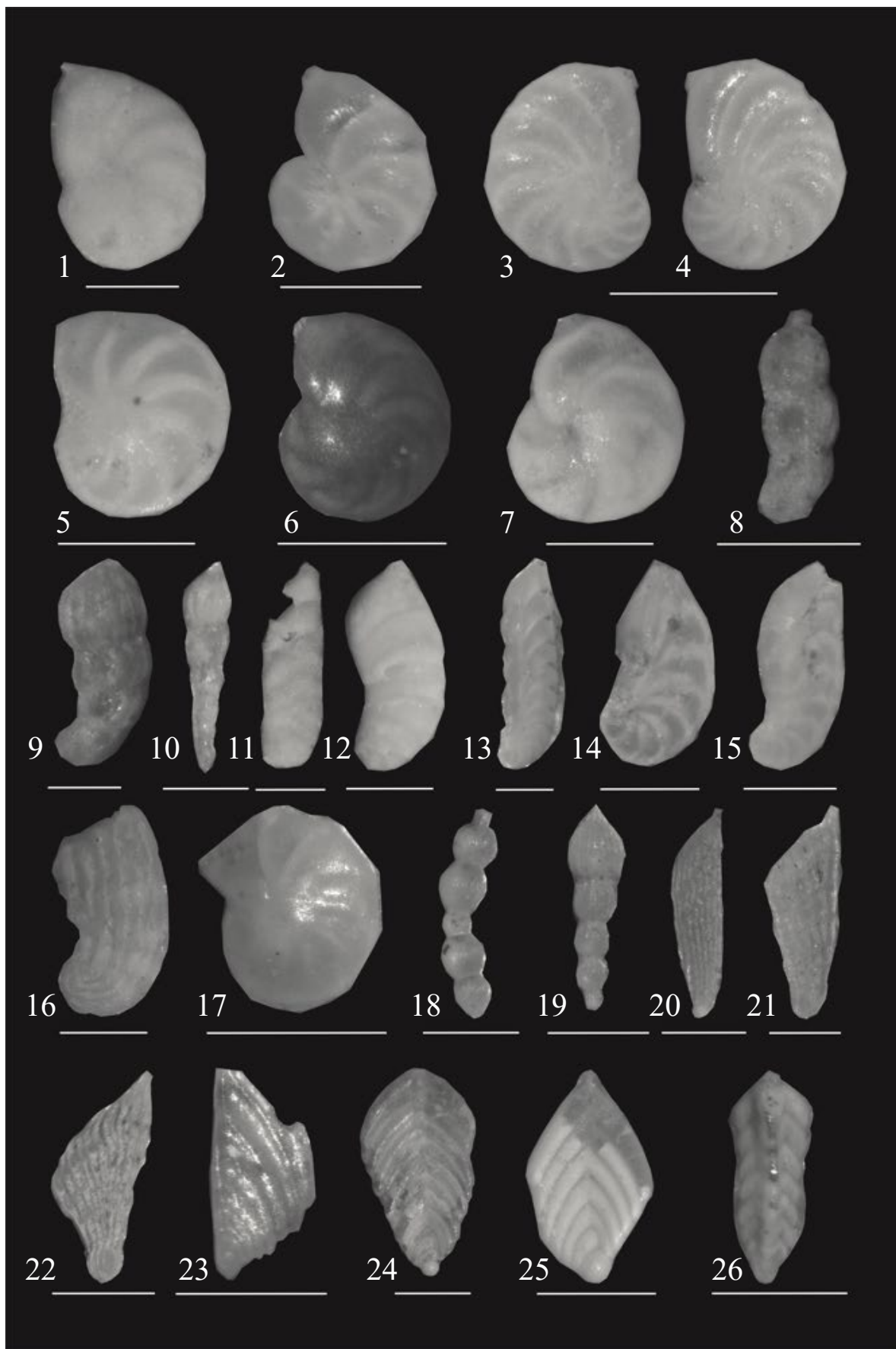


Таблица IV. Фораминиферы.

1 — *Lenticulina subinvoluta* Kart., 1961, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-18, сбоку, скв. 108, гл. 164.5 м; 2 — *L. biexcavata* (Myatl., 1939), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-19, сбоку, скв. 108, гл. 105.0 м; 3, 4 — *L. bella* K. Kuzn., 1976, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-20, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 5 — *L. infravolgaensis* (Furs. et Pol., 1950), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-21, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 6 — *L. sp.*, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-22, сбоку, скв. 108, гл. 116.0 м; 7 — *L. sp.* 1, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-23, сбоку, скв. 108, гл. 116.0 м; 8 — *Marginulina robusta* Reuss, 1863, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-24, сбоку, скв. 108, гл. 105.0 м; 9 — *M. striatocostata* Reuss, 1863, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-25, сбоку, скв. 108, гл. 105.0 м; 10 — *M. kasahstanica* Kasanz., 1934, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-26, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 11, 12 — *Vaginulina dainae* (Kosyrg., 1948), сбоку: 11 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-27, скв. 103, гл. 124.9 м, 12 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-28, скв. 108, гл. 156.0 м; 13, 14 — *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol., 1950: 13 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-29, скв. 108, гл. 100.7 м, 14 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-30, скв. 108, гл. 105.0 м; 15 — *S. triangularis* Orb., 1840, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-31, скв. 108, гл. 105.0 м; 16 — *Marginulinopsis embaensis* (Furs. et Pol., 1950), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-32, сбоку, скв. 108, гл. 95.7 м; 17 — *Planularia doffeini* Kasanz., 1936, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-33, сбоку, скв. 108, гл. 105.0 м; 18 — *Nodosaria osynkiensis* Myatl., 1939, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-34, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 19 — *N. scythicus* Furs. et Pol., 1950, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-35, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 20, 21 — *Citharina raricostata* Furs. et Pol., 1950: 20 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-36, скв. 108, гл. 100.7 м; 21 — экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-37, скв. 108, гл. 95.7 м; 22 — *C. brevis* (Furs. et Pol., 1950), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-38, сбоку, скв. 108, гл. 105.0 м; 23 — *C. heteropleura* (Terq., 1868), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-39, сбоку, скв. 108, гл. 100.7 м; 24 — *Citharinella sp.*, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-40, скв. 108, гл. 95.7 м; 25 — *C. sp.* 1, экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-41, скв. 108, гл. 95.7 м; 26 — *Tristix temirica* (Dain, 1934), экз. 10Ф-ГИН-Перелюб2020-42, скв. 108, гл. 95.7 м. Длина масштабной линейки 0.25 мм для фиг. 1; 0.5 мм для фиг. 2, 5, 7–16, 18, 19, 21; 1.0 мм для фиг. 4, 6, 17, 20, 22–26.

(табл. V, фиг. 1), *Eripleura prolongata* (Sharapova) (табл. V, фиг. 5, 6), *Mandelstamia nikolaevi* Kolpenskaya (табл. V, фиг. 10–13), *Galliaecytheridea tatae* Kolpenskaya (табл. VIII, фиг. 4–7), *G. cf. perrara* Kolpenskaya (табл. VIII, фиг. 8) и *Echophthalmocythere affabra* Lyubimova (табл. VIII, фиг. 9, 10). Систематический состав этого комплекса беден (всего шесть видов), но обилие некоторых его компонентов весьма значительно. Перечисленные таксоны распространены в средневожском–верхневожском подъярусах Русской плиты (Шарапова, 1939; Любимова, 1955; Колпенская, 1993, 1999; Тесакова, 2014б). В разрезе Городищи (Ульяновская обл.), в интервале аммонитовых биогоризонтов *Z. scythicus*–*Z. regularis*, по ярко выраженному доминированию цитерелл и распространению вида *Reticocythere cornulateralis* (Lyubimova) выявлена остракодовая зона *Cytherella*–*R. cornulateralis*. На ее нижней границе появляются *E. affabra* и *Mandelstamia abdita* Lyubimova (Тесакова, 2014б). Вид *E. prolongata* в разрезе Городищи был встречен в верхнем кимеридже в подзоне Fallax и нижневожской зоне Klimovi (Тесакова, 2014б), а на Общем Сырте он распространен в зонах Panderi и Virgatus средневожского подъяруса (Любимова, 1955). По мелкоямчатой скульптуре деформированная ювенильная раковина с осторожностью отнесена нами к виду *G. cf. perrara*, известному из средне-верхневожских отложений бассейна р. Печора (Колпенская, 1993). Таким образом, интервал разреза, на разных уровнях которого доминируют или *C. recta*, или *G. tatae* и (в меньшей степени) *M. nikolaevi* и присутствует характерный для зонального комплекса *E. affabra*, можно отнести к зоне *Cytherella*–*R. cornulateralis*.

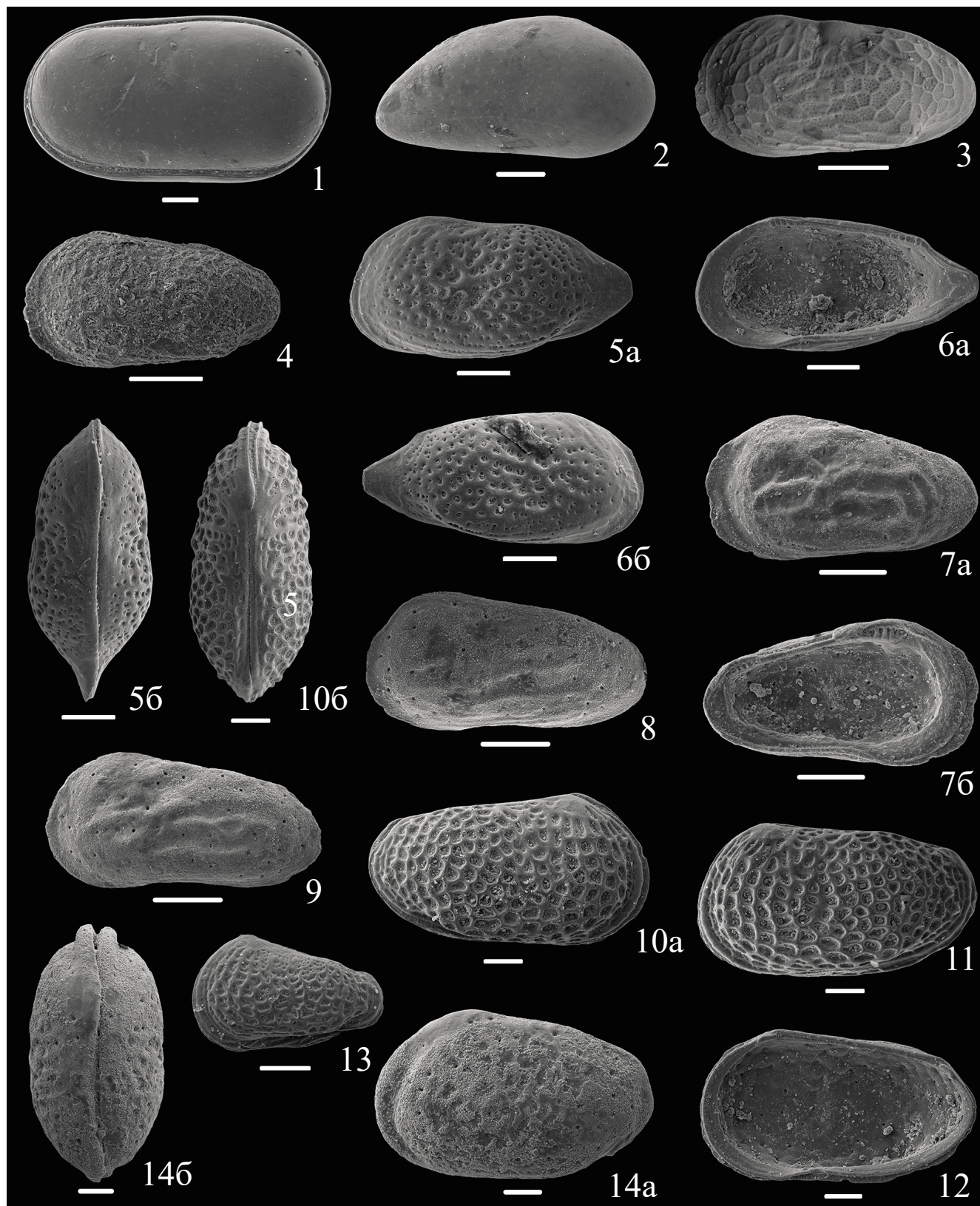
НАННОПЛАНКТОН

В средневожском интервале скв. 108 встречен в небольшом количестве известковый наннопланктон (рис. 4). Всего установлено 12 видов, представленных космополитами широкого стратиграфического распространения: *Crepidolithus perforatus* (Medd) Grün et Zweili, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Biscutum dubium* (Noël) Grün in Grün et al., *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit) Thierstein, *Staurolithites quadriarcullus* (Noël) Wilcoxon, *Watznaueria barnesiae* (Black in Black and Barnes) Perch-Nielsen, *W. biporta* Bukry, *W. britannica* (Stradner) Reinhardt, *W. fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, *W. ovata* Bukry, *Zeughrabdotus erectus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Reinhardt, *Z. fissus* Grün et Zweili (табл. X, фиг. 1–8).

Судить о возрасте вмещающих отложений по перечисленным видам нельзя, но их присутствие в разрезе характеризует нормальную соленость подвижных вод. Кроме того, количественное преобладание *W. barnesiae* и *W. fossacincta*, а также *Z. erectus* является признаком мезотрофности или начальной стадии эвтрофикации окружающей среды (Lees et al., 2004; Kedzierski, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Остракоды из каменноовражной свиты оказались весьма примечательны. Среди них продолжают встречаться таксоны, характерные для нижележащей зоны *G. bathonica* (Тесакова, 2022г): *C. (A.) triangularis*, *C. (C.) scrobiculataformis*, *A. franzi* (рис. 3, 4). То же отмечалось и другими авторами. Например, Т.Н. Хабарова (1955) писала, что в этой свите наряду с *A. baticus* присутствуют



редкие экземпляры остракод, прошедшие из байоса, а в статье В.Ф. Салтыкова с соавторами (2008) прямо перечислены байосские виды: *Glyptocythere*

praerimosa (Khabarova), *Procytheridea? bajociensis* (Khabarova), *Pseudohutsonia clivosa* (Khabarova) и *Paracypris bajociana* Bate. Но вовсе не они

Таблица V. Остракоды. Все изображенные остракоды происходят из скв. 108: фиг. 2 и 7–9 – из нижнего бата, зона Besnosovi, слои с фораминиферами *L. volganica*–*V. dainae*, остракодовая зона *G. bathonica*; фиг. 1, 5, 6 и 10–13 – из средневожского подъяруса, зона Panderi, фораминиферовая зона *L. infravolgaensis*–*S. pravoslavlevi*, остракодовая зона *Cytherella*–*R. cornulateralis*. Здесь и в табл. VI–VIII приняты сокращения: ЦР – целая раковина, ПС – правая створка, ЛС – левая створка, juv. – ювенильная особь. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 – *Cytherella recta* Sharapova, 1939, MSU-Perelub-05, ЦР самки слева, гл. 95.7 м; 2 – *Paracypris bajociana* Bate, 1963 (s.l.), MSU-PYU-11, ПС самки, гл. 160.5 м; 3, 4 – *Procytherura didictyon rossica* Tesakova in Tesakova and Seltser, 2013, ЦР самки слева, нижний келловей, фораминиферовая зона *H. infracaloviensis*–*G. tatariensis*, остракодовая зона *B. milanovskyi*: 3 – MSU-Perelub-19, гл. 112.5 м; 4 – MSU-Perelub-13, гл. 116.0 м; 5, 6 – *Eripleura prolongata* (Sharapova, 1939), гл. 100.7 м; 5 – MSU-Perelub-24, ЦР самки, а – слева, б – со спиной стороны; 6 – MSU-Perelub-22, ПС самки, а – изнутри, б – сбоку; 7–9 – *Plumhoffia tricostata* (Khabarova, 1955) (s.l.): 7 – MSU-PYU-12, ЛС самки, а – снаружи, б – изнутри, гл. 160.5 м; 8 – MSU-PYU-07, ЛС самки, гл. 156.5 м; 9 – MSU-PYU-06, ЛС самки, гл. 156.5 м; 10–13 – *Mandelstamia nikolaevi* Kolpenskaya, 1993, гл. 100.7 м; 10 – MSU-Perelub-31, ЦР самки, а – справа, б – со спиной стороны; 11 – MSU-Perelub-23, ЦР самки слева; 12 – MSU-Perelub-30, ПС самки изнутри; 13 – MSU-Perelub-28, ЦР juv. ранней возрастной стадии, слева; 14 – *Glyptocythere aff. tenuisulcata* Br. et Malz in Brand et Fahrion, 1962 sensu Perm. in Pyatkova, Permjakova, 1978, MSU-Perelub-13, ЦР самки, гл. 164.5 м, нижний бат, зона Besnosovi: а – слева, б – со спинной стороны.

доминировали в комплексах. С конца раннего бата эту роль стали играть представители рода *Bathoniella*, который испытал расцвет в раннем келловее в фазу Subpatruus и дожил до конца фазы Calloviense (Тесакова, 2024, 2025). Батские батониллы оказались столь похожими на своих келловейских потомков, что, учитывая плохую сохранность фоссилий из каменноовражной свиты, их легко можно было перепутать. Этим объясняется мнение П.С. Любимовой (1955, с. 124) о невозможности различить по остракодам бат и келловей: “В отложениях бата Самарской Луки определены немногочисленные остракоды (*Protoargilloecia impurata* sp. n., *Paracypris* sp. n.³ и неопределимые виды рода *Palaeocytheridea*). Эти виды встречаются также в вышележащих осадках келловей, вследствие чего не дают указания на возраст вмещающих их пород”. К родам *Protoargilloecia* Mandelstam in Lyubimova и *Paracypris* Sars относятся гладкие плохо идентифицируемые таксоны, по-видимому, сборные, что, действительно, делает их малопригодными для стратиграфии. К *Palaeocytheridea* Mandelstam Любимова ошибочно относил множество видов, которые впоследствии переведены в другие роды и даже семейства (Тесакова, 2013а). Батские “*Palaeocytheridea*”, которые Любимова считала келловейскими, могли быть только ранними батониллами, а именно видом *B. prima*, предком раннекелловейского *B. milanovskyi* (Тесакова, 2024, 2025).

Юрские отложения, изученные в скв. 103 и 108, охарактеризованы фауной очень скудно и лишь на некоторых интервалах. Стратоны, установленные по разным группам (аммонитам, фораминиферам и остракодам) в скв. 103, позволили отнести отложения в инт. 175–225 м к верхнему

байосу–верхнему бату (рис. 3). Внутри интервала снизу вверх выявлены слои с *L. volganica*–*V. dainae* (221.7–224.9 м, верхний байос–нижний бат). Выше (206.0–208.5 м) по находкам аммонитов установлена верхняя часть нижебатской зоны Besnosovi. По остракодам в инт. 175.0–201.5 м определена филозона *Bathoniella prima*. Приуроченность к батской каменноовражной свите позволяет условно сопоставить зону *B. prima* с интервалом между нижней частью зоны *Ishmae* и зоной *Barnstoni* или нижней частью зоны *Infimum*. Примерно в том же интервале (175.0–197.7 м) по комплексу фораминифер, характерных для слоев с *A. baticus*, установлены соответствующие слои.

Примечательно, что стратиграфическое расчленение байосско-батского интервала разреза скв. 103 оказалось возможным благодаря трем разным группам, почти не встречавшимся в одних и тех же образцах керна.

В скв. 108 (рис. 4) вскрыты юрские отложения от нерасчлененного верхнего байоса–нижнего бата до средневожского подъяруса, залегающего на подстилающих келловейских отложениях со значительным перерывом. В низах разреза (инт. 156.0–164.5 м) выявлен комплекс фораминифер слоев с *L. volganica*–*V. dainae*, определивший возраст этих пород как поздний байос–ранний бат. В подошве этого интервала встречены не определенные до вида остракоды рода *Glyptocythere*, что также свидетельствует в пользу позднего байоса–раннего бата, поскольку с конца раннего бата его сменил дочерний род *Bathoniella* (Тесакова, 2025). Остракоды из верхней части обсуждаемого интервала (156–160 м) позволили уверенно датировать его ранним батом и отнести к филозоне *G. bathonica*. Найденные здесь же аммониты позволили сузить стратиграфический диапазон до верхней части нижебатской зоны Besnosovi. Интервал 124.5–151.0 м характеризуется только фораминиферами, по которым устанавливаются слои с *A. baticus*. Интервал 116.0–120.0 м по остракодам

³ Сложно понять, что имела в виду Любимова (1955), когда обозначила безымянный новый вид. В ее монографии были описаны два новых вида рода *Paracypris*, но ни один из них не происходит из бата. Скорее всего, она подразумевала наличие в бате еще одного нового вида этого рода, который планировала описать в будущем.

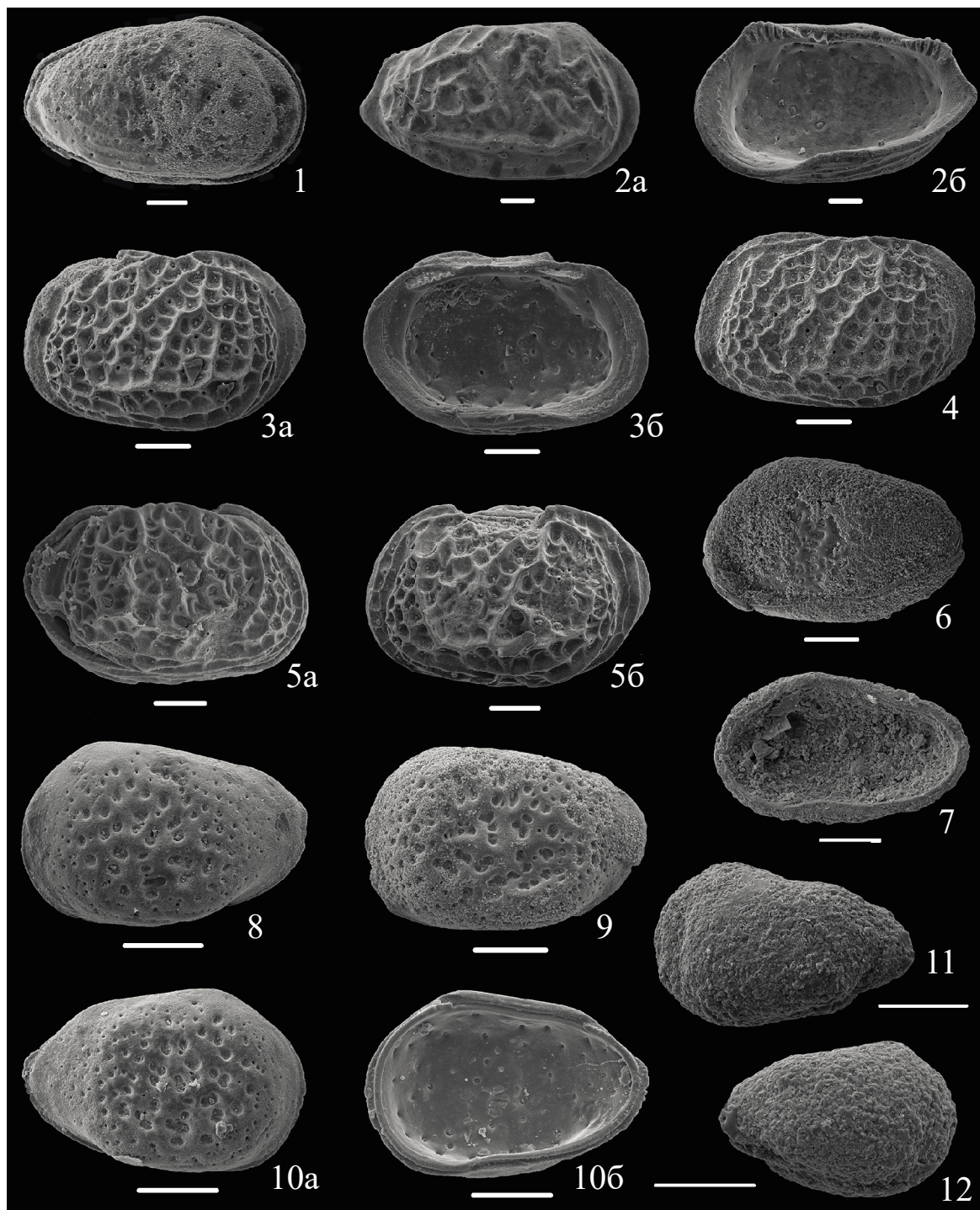


Таблица VI. Остракоды. Фиг. 1–3 и 5–10 происходят из скв. 108: фиг. 2, 3, 5 и 8–10 из нижнего бата, зона Besnosovi, слои с фораминиферами *L. volganica*–*V. dainae*, остракодовая зона *G. bathonica*; фиг. 6–7 из среднего бата, остракодовая зона *B. prima*. Фиг. 4 и 11–12 происходят из скв. 103, нижний бат: фиг. 4 из зоны Besnosovi; фиг. 11, 12 из зоны *B. prima*.
 1 – *Glyptocythere* aff. *tenuisulcata* Br. et Malz in Brand et Fahrion, 1962 sensu Perm. in Pyatkova, Permjakova, 1978, MSU-Perelub-13, ЦР самки справа, верхний байос–нижний бат, слои с *L. volganica*–*V. dainae*, гл. 164.5 м; 2 – *G. bathonica* Tesakova, 2022, MSU-PYU-03, ПС самки, а – снаружи, б – изнутри, гл. 156.5 м; 3–5 – *G. strigatus* (Khabarova, 1955): 3 – MSU-PYU-15, ЛС самки, а – снаружи, б – изнутри, гл. 156.2 м; 4 – MSU-PYU-01, ЛС самки, гл. 208.1 м; 5 – MSU-Perelub-02, ЦР самки, а – справа, б – слева, гл. 156.5 м; 6, 7 – *Camptocythere* cf. *scrobiculataformis* Nikitenko, 1994, гл. 120.0 м; 6 – MSU-Perelub-06, ЦР самки слева; 7 – MSU-Perelub-08, ПС juv. изнутри; 8–10 – *C. (Camptocythere)* *lateres* Tesakova et Shurupova, 2017: 8 – MSU-PYU-16, ЛС juv., гл. 156.2 м; 9 – MSU-PYU-05, ЛС juv., гл. 156.5 м; 10 – MSU-PYU-17, ПС juv., гл. 156.2 м: а – снаружи, б – изнутри; 11, 12 – *C. (Anabarocythere)* *triangula* Tesakova, 2022, гл. 201.5 м: 11 – MSU-Perelub-63, ЦР juv. слева; 12 – MSU-Perelub-61, ЦР juv. справа.

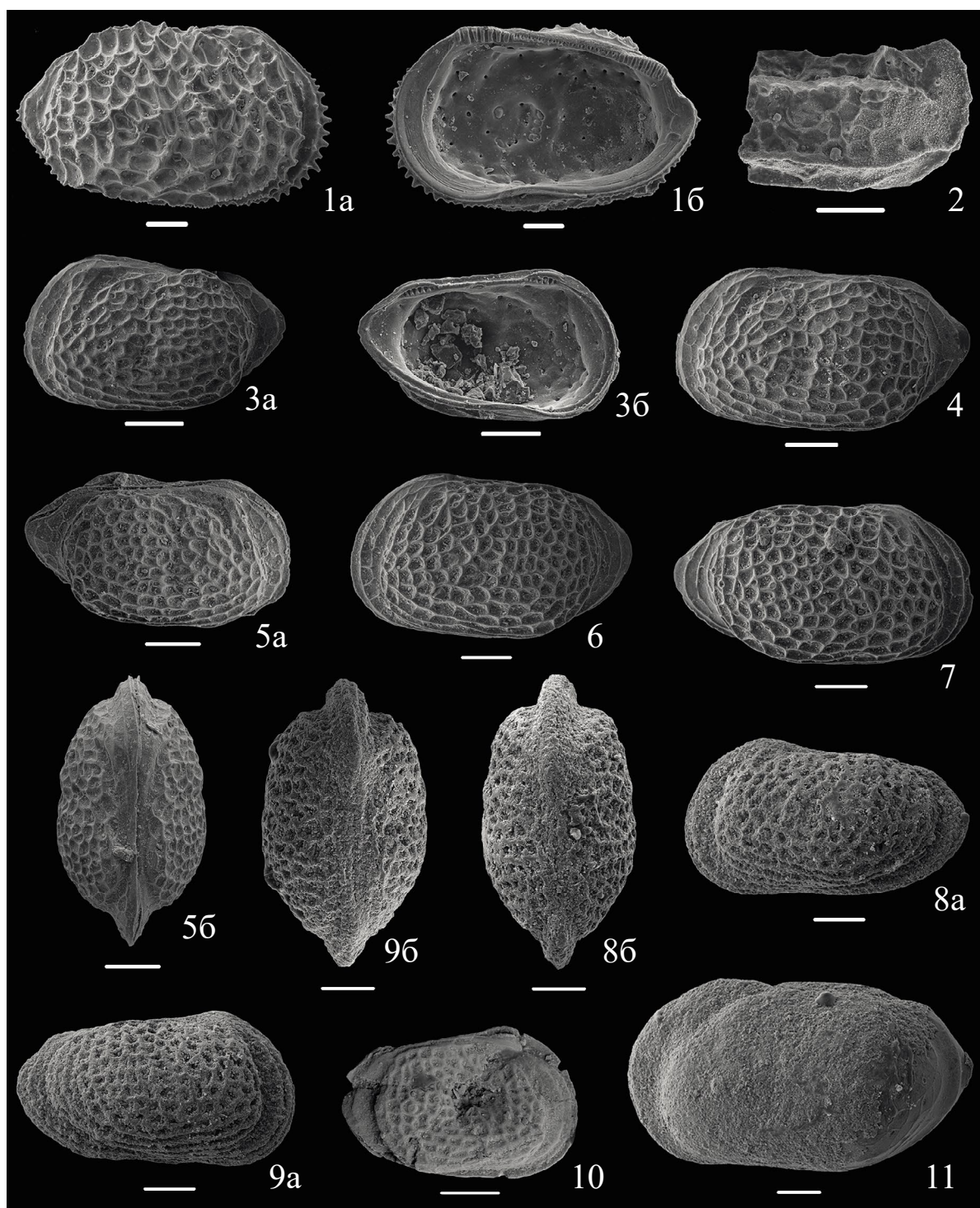


Таблица VII. Остракоды. Фиг. 1–7 и 10 происходят из скв. 108: фиг. 1, 2 из нижнего бата, зона Besnosovi, слои с фораминиферами *L. volganica*–*V. dainae*, остракодовая зона *G. bathonica*; фиг. 3–7 и 10 из нижнего келловоя, фораминиферная зона *H. infracallovienensis*–*G. tatarienensis*, остракодовая зона *B. milanovskyi*. Фиг. 8–9 и 11 происходят из скв. 103, нижний бат, зона *B. prima*.

1 – *Fuhrbergiella* (*Praefuhrbergiella*) *kizilkaspakensis* (Mandelstam, 1947), MSU-PYU-14, ПС самки, а – снаружи, б – изнутри, гл. 156.2 м; 2 – *Palaeocytheridea* *kalandadzei* Tesakova, 2013: MSU-PYU-08, обломок ПС *juv.*, гл. 156.5 м; 3–7, 10 – *Bathoniella* *milanovskyi* (Lyubimova, 1955), гл. 116.0 м: 3 – MSU-Perelub-14, ЛС *juv.*, а – снаружи, б – изнутри; 4 – MSU-Perelub-17, ЛС самки; 5 – MSU-Perelub-19, ЦР *juv.*, а – справа, б – со спинной стороны; 6 – MSU-Perelub-18, ЛС самки; 7 – MSU-Perelub-15, ПС самки; 10 – MSU-Perelub-20, сплюснутая ЦР *juv.* справа, гл. 112.5 м; 8, 9, 11 – *B. prima* Tesakova, *sp. nov.*, гл. 201.5 м: 8 – MSU-Perelub-66, ЦР, а – слева, б – со спинной стороны; 9 – MSU-Perelub-54, ЦР, а – справа, б – со спинной стороны; 11 – MSU-Perelub-53, ЦР самки слева.

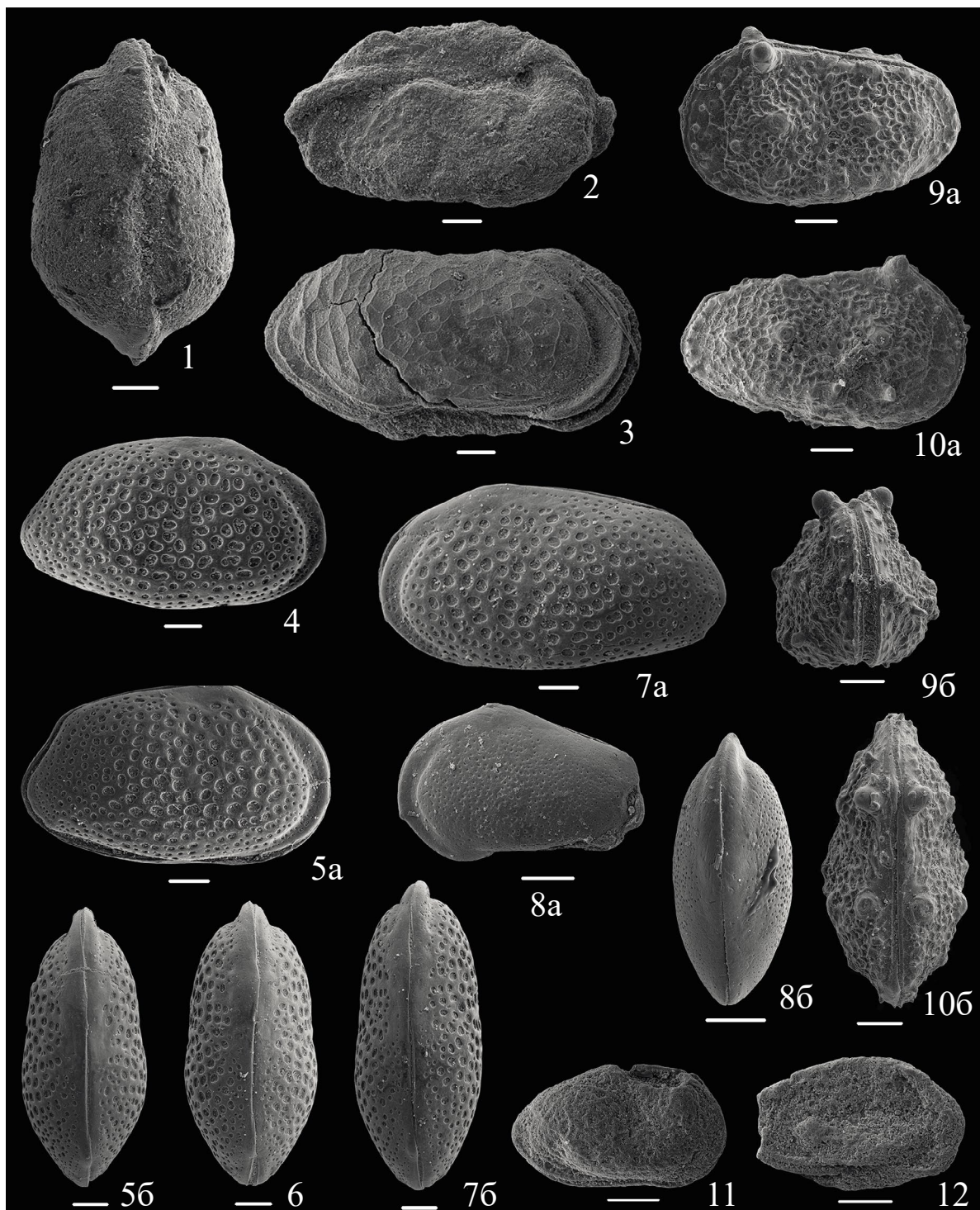


Таблица VIII. Остракоды. Фиг. 1–3 и 11, 12 происходят из зоны *V. prima*: фиг. 1, 2 из скв. 103, нижний бат; фиг. 11–12 из скв. 103, средний бат, слои с *A. baticus*. Фиг. 4–10 происходят из скв. 108, средневожский подъярус, зона *Panderi*, фораминиферовая зона *L. infravolgaensis*–*S. pravoslavlevi*, остракодовая зона *Cytherella*–*R. cornulateralis*.

1–3, 11, 12 – *Bathoniella prima* Tesakova, 2024: 1 – MSU-Perelub-53, ЦР самки со спинной стороны, гл. 201.5 м; 2 – MSU-Perelub-50, ядро ЦР самки слева (частично со спинной стороны), гл. 197.7 м; 3 – MSU-Perelub-04, ядро ЦР самца справа, скв. 108, гл. 120.0 м, средний бат; 11 – MSU-Perelub-69, ЦР справа, гл. 175.0 м; 12 – MSU-Perelub-68, ЦР справа, гл. 175.0 м; 4–7 – *Galliaecytheridea tatae* Kolpenskaya, 1993, гл. 100.7 м: 4 – MSU-Perelub-07, ЦР самки справа; 5 – MSU-Perelub-36, ЦР самки, а – справа, б – со спинной стороны; 6 – MSU-Perelub-34, ЦР самки со спинной стороны; 7 – MSU-Perelub-33, ЦР самца, а – слева, б – со спинной стороны; 8 – *G. cf. perrara* Kolpenskaya, 1993, MSU-Perelub-35, ЦР juv., а – слева, б – со спинной стороны, гл. 100.7 м; 9, 10 – *Exophthalmocythere affabra* Lyubimova, 1955: 9 – MSU-Perelub-36с, ЦР самки, а – слева, б – с переднего конца, гл. 95.7 м; 10 – MSU-Perelub-20, ЦР самки, а – слева, б – со спинной стороны, гл. 100.7 м.

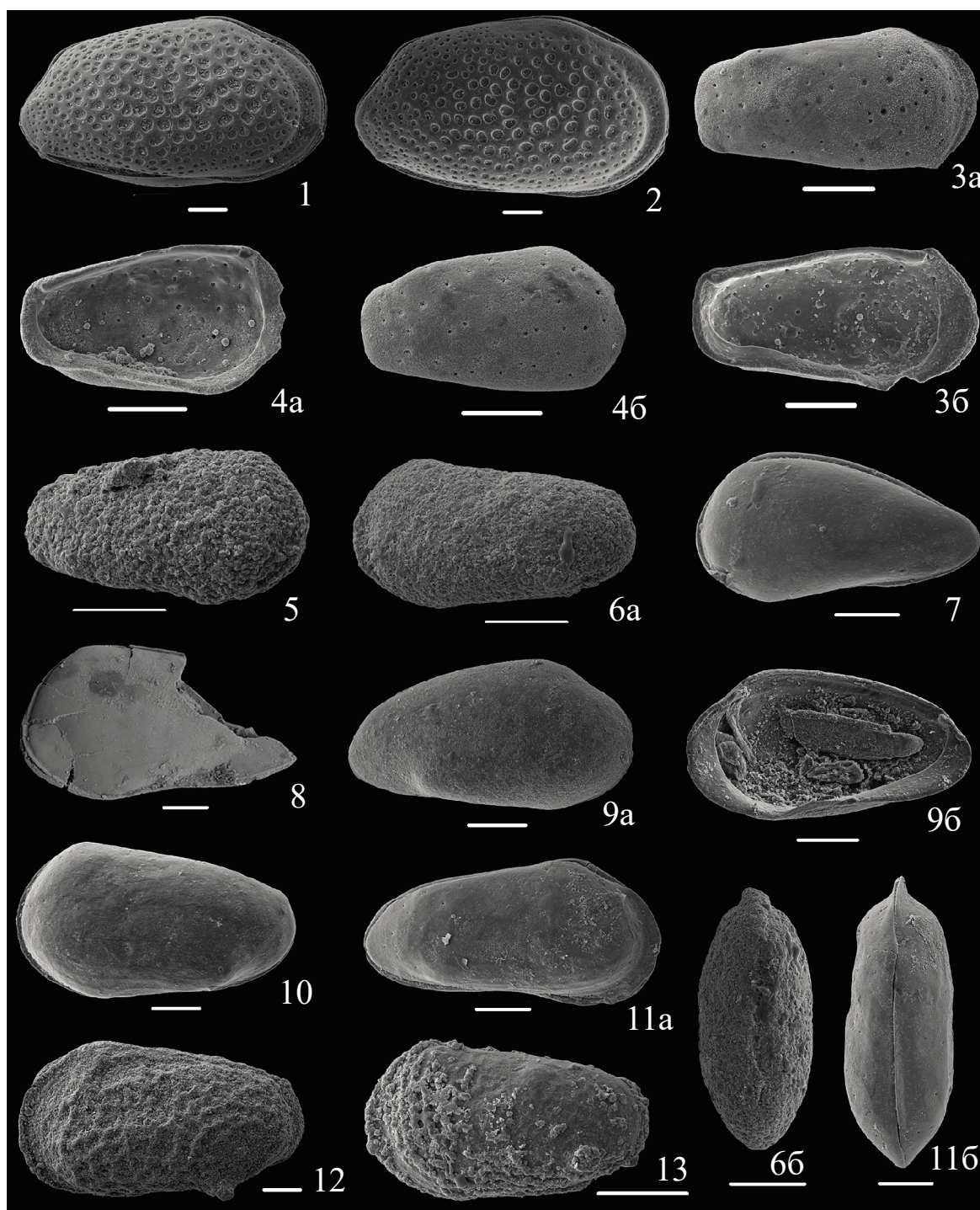


Таблица IX. Остракоды. Фиг. 1–4 и 7–11 происходят из скв. 108: фиг. 7–11 из нижнего келловоя, фораминиферовая зона *H. infracaloviensis*–*G. tatarsiensis*, остракодовая зона *B. milanovskyi*. Фиг. 5–6 и 12–13 происходят из скв. 103, нижний бат, зона *B. prima*. 1, 2 – *Galliaecytheridea tatae* Kolpenskaya, 1993, средневожский подъярус, зона *Panderi*, фораминиферовая зона *L. infravolgaensis*–*S. pravoslavlevi*, остракодовая зона *Cytherella*–*R. cornulateralis*: 1 – MSU-Perelub-34, ЦР самки справа, гл. 100.7 м; 2 – MSU-Perelub-36a, ЦР самки справа, гл. 95.7 м; 3, 4 – *Aalenella volganica* Tesakova, 2022, нижний бат, зона *Besnosovi*, слои с фораминиферами *L. volganica*–*V. dainae*, остракодовая зона *G. bathonica*: 3 – MSU-PYU-13, ПС самца, а – снаружи, б – изнутри, гл. 160.5 м; 4 – MSU-PYU-19, ПС самки, а – изнутри, б – снаружи, гл. 156.2 м; 5, 6 – *A. franzi* Tesakova, 2022, гл. 201.5 м: 5 – MSU-Perelub-62, ЦР справа; 6 – MSU-Perelub-59, ЦР, а – слева, б – со спинной стороны; 7, 8 – ?*Pugocytheridea pergraphica* Lyubimova, 1955: 7 – MSU-Perelub-16, ЦР ювенилии слева, гл. 116.0 м; 8 – MSU-Perelub-21, ЦР слева, гл. 112.5 м; 9 – Gen. et sp. 1 sensu Tesakova, 2013, MSU-Perelub-71, ПС, а – сбоку, б – изнутри, гл. 112.5 м; 10 – Gen. et sp. 2, MSU-Perelub-15, ЦР слева, гл. 116.0 м; 11 – Gen. et sp. 3, MSU-Perelub-10, ЦР, а – справа, б – со спинной стороны, гл. 116.0 м; 12, 13 – Gen. et sp. 7, гл. 201.5 м: 12 – MSU-Perelub-52 ЦР слева; 13 – MSU-Perelub-58 ЦР слева.

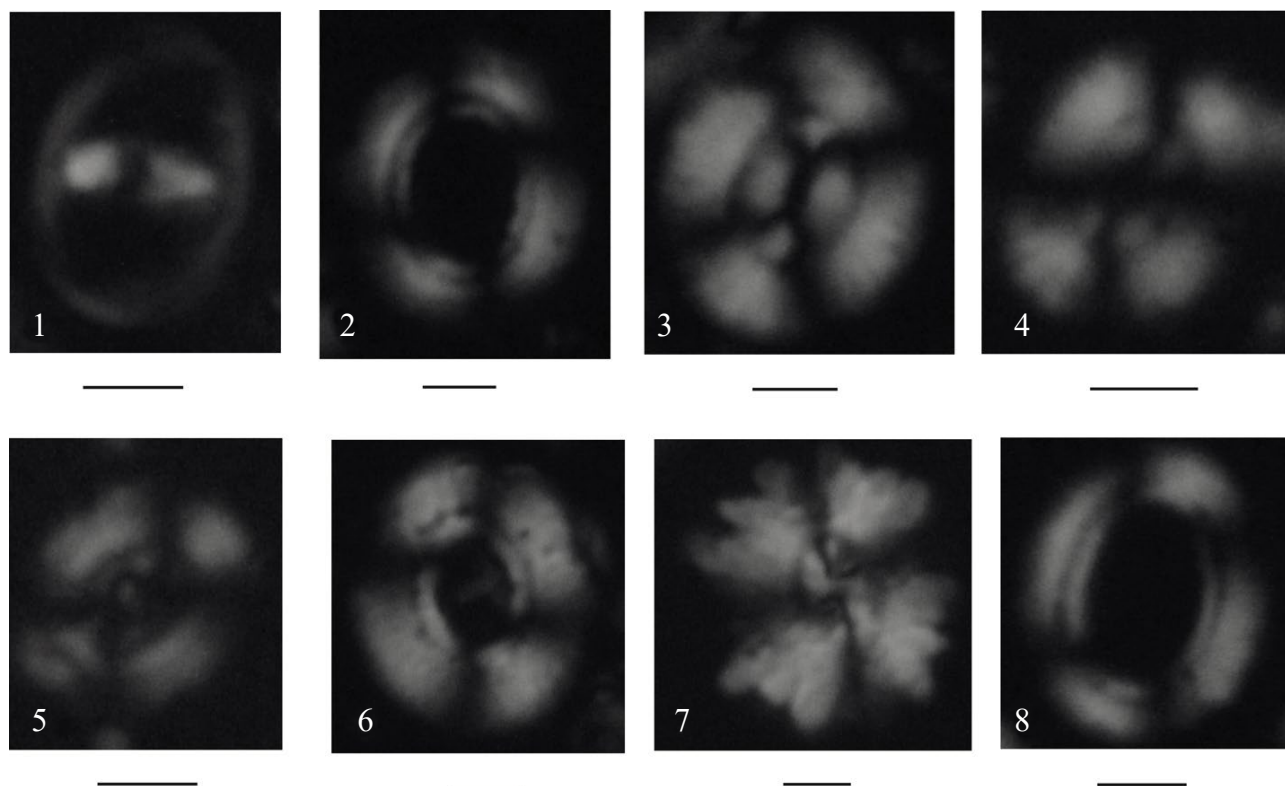


Таблица X. Известковый наннопланктон из средневожского подъяруса (зона Panderi) скв. 108. Все фотографии сделаны в скрещенных николях. Длина масштабной линейки 2 мкм. Экземпляр на фиг. 7 с вторичными изменениями.

1 – *Zeughrabdotus erectus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Reinhardt, гл. 105.4 м; 2 – *Manivitella pemmatoides* (Deflandre in Manivit) Thierstein, гл. 105.7 м; 3 – *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, гл. 105.4 м; 4 – *W. barnesiae* (Black in Black and Barnes) Perch-Nielsen, гл. 105.7 м; 5, 6 – *W. britannica* (Stradner) Reinhardt: 5 – гл. 105.7 м, 6 – гл. 105.4 м; 7 – *W. biporta* Bukry, гл. 105.4 м; 8 – *W. ovata* Bukry, гл. 105.7 м.

отнесен к зоне *B. prima*, а более высокая часть разреза (112.0–116.0 м) – к нижнекелловейской зоне *B. milanovskyi*. При этом весьма вероятно, что нижняя часть хлебновской свиты и упомянутой зоны должна быть причислена здесь, как и в окрестностях Саратова, включая стратотип свиты (разрез Малиновый овраг), к верхам бата (Гуляев, 2013, 2015). Комплекс фораминифер зоны *H. infracallovensis*–*G. tatariensis* встречен в более широком интервале разреза 108.5–116.0 м.

В промзинской свите на гл. 102–106 м по аммонитам установлена средневожская зона Panderi (подзона *Zarajskensis*), а также зона *L. infravolgaensis*–*S. pravoslavlevi* по фораминиферам (95.7–105.0 м) и остракодовая зона *Cytherella*–*R. cornulateralis* (95.7–100.7 м).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение юрских отложений Саратовского Заволжья, вскрытых скв. 103 и 108, выявило в починковской свите (терминальный байос–базальный бат) нижнебатскую аммонитовую зону *Besnosovi*, слои с фораминиферами

L. volganica–*V. dainae* и остракодовую зону *Glyptocythere bathonica*; в каменноовражной свите (терминальный нижний бат–базальный верхний бат) слои с фораминиферами *A. baticus* и остракодовую зону *Bathoniella prima*; в хлебновской свите (терминальный бат–нижний келловей) зоны по фораминиферам *H. infracallovensis*–*G. tatariensis* и по остракодам *Bathoniella milanovskyi*; в промзинской свите (средневожский подъярус) аммонитовую зону Panderi, подзону *Zarajskensis*, фораминиферовую зону *L. infravolgaensis*–*S. pravoslavlevi* и остракодовую зону *Cytherella*–*R. cornulateralis*.

В каменноовражной свите появление батониелл знаменует начало нового этапа в развитии остракодовой фауны в среднеюрских акваториях ВЕП. Поэтому мы предлагаем считать начало каменноовражного этапа именно с этого биособытия, благодаря которому можно различить остракодовые комплексы из каменноовражной и починковской свит (так как другие остракоды в них общие). Весь объем каменноовражной свиты отвечает остракодовой зоне *B. prima*, а ее нижняя граница, впервые

получившая палеонтологическое обоснование, соответствует примерно середине нижнего бата.

В статье впервые публикуются фотографии аммонитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер, остракод и наннопланктона из юрских отложений Саратовского левобережья Волги. Все перечисленные группы фоссилий строго задокументированы по глубине в изученных скважинах.

Благодарности. Авторы весьма признательны В.А. Захарову (ГИН) за определение двустворчатого моллюска, Р.А. Ракитову (ПИН) за неизменную помощь в фотографировании остракод на сканирующем электронном микроскопе и нашим рецензентам Л.М. Мельниковой (ПИН) и Д.Н. Киселеву (ЯГПУ) за рекомендации и замечания, которые помогли сделать эту статью лучше.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем госзадания №№ ААА-А-А21-121011590055-6, 123032400064-7 (ГИН РАН), АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азбель А.Я., Григалис А.А., Кузнецова К.И. Юрская система. Верхний отдел. Европейская часть СССР // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 64–76.
- Басов В.А., Никитенко Б.Л., Куприянова Н.В. Стратиграфия и микрофауна (фораминиферы и остракоды) нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 525–549.
- Борисяк А.А. Pelecypoda юрских отложений Европейской России. Вып. IV. Aviculidae. СПб.: Изд-во Геол. Комитета, 1909. 26 с.
- Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланцевосных отложений центральной части Волжского бассейна. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2013. 128 с.
- Гуляев Д.Б. Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата–нижнего келловоя Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 68–96.
- Гуляев Д.Б. Новые данные по биостратиграфии отложений верхнего бата и нижнего келловоя опорного разреза Чуркинская Щель (р. Пижма, бассейн Печоры) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание, Ярославль, 26–30 сентября 2007 г. Научные материалы. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 49–58.
- Гуляев Д.Б. О зональной аммонитовой шкале верхов байоса, бата и низов келловоя Восточно-Европейской платформы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание, Тюмень, 23–27 сентября 2013 г. Научные материалы. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 58–64.
- Гуляев Д.Б. Стратиграфия пограничных отложений бата и келловоя Европейской России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, Махачкала, 15–20 сентября 2015 г. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 94–101.
- Гуляев Д.Б. Аммониты и инфразональная стратиграфия зоны Besposovi нижнего бата Русской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 103–125.
- Гуляев Д.Б., Ипполитов А.П. Новые данные о морском нижнем бате Центральной России (Пензенская обл.) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание, Москва, 18–22 сентября 2017 г. Научные материалы. М.: ГИН РАН, 2017. С. 42–46.
- Гурвич А.А. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений окрестностей с. Орловки // Ученые записки СГУ. 1951. Т. XXVIII. С. 226–255.
- Даин Л.Г. Материалы к стратиграфии юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ. Нов. серия. 1948. Вып. 31. С. 49–81.
- Даин Л.Г. Значение фораминифер для стратиграфии восточной полосы Русской платформы // Тр. Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 168–176 (Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 29. Т. 3).
- Даин Л.Г. Новый род Mironovella Daин и новые виды хоглундин из семейства Epistominidae // Вопросы микропалеонтологии. 1970. Вып. 13. С. 72–81.
- Даин Л.Г., Кузнецова К.И. Фораминиферы стратотипа волжского яруса. М.: Наука, 1976. 183 с.
- Камышева-Елпатьевская В.Г. (ред.) Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов Нижнего Поволжья и сопредельных областей. Вып. I. Общая часть. Фораминиферы. Саратов: Изд-во СГУ, 1967. 257 с.
- Камышева-Елпатьевская В.Г. (ред.) Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов Нижнего Поволжья и сопредельных областей. Вып. II. Головоногие моллюски. Саратов: Изд-во СГУ, 1969. 274 с.
- Камышева-Елпатьевская В.Г., Соловьева О.А. Геологический обзор и месторождения горючих сланцев в бассейне р. Камелика и Б. Глушицы // Тр. Нижневолжского областного научного общества краеведения. 1928. Вып. 35. 20 с.
- Камышева-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского правобережья по аммонитам // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 137. 227 с.
- Каптаренко-Черноусова О.К. Фораминиферы юрских відкладів Дніпровсько-Донецької западини // Тр. Ін-та геологічних наук (Київ). Сер. Стратиграфія і палеонтологія. 1959. Вып. 15. 121 с.

- Каптаренко-Черноусова О.К. Лентикүлініні юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини та окраїн Донбасу // Тр. Ін-та геологічних наук (Київ). Сер. Стратиграфія і палеонтологія. 1961. Вип. 36. 103 с.
- Кац Ф.И. К вопросу о составе фауны юрских остракод западного погружения Донецкого складчатого сооружения // Записки геол. ф-та Харьковского ун-та. 1957. Т. 14. С. 203–206.
- Колпенская Н.Н. Новые виды остракод из кимериджских и волжских отложений в бассейне р. Печоры // Палеонтол. журн. 1993. № 4. С. 80–86.
- Колпенская Н.Н. Юра // Практическое руководство по микрофауне. Т. 7. Остракоды мезозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 125–129.
- Кузнецова А.М., Курлаев В.И., Николаева В.П. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений верховий рек Большого и Малого Узень // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вип. 2. Часть. II. Осадочные породы и связанные с ними полезные ископаемые. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1964. С. 128–136.
- Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Бореального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 124 с.
- Кулева Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. и др. Разрез верхнеюрских сланценосных отложений волжского бассейна (зона *Dorsoplanites panderi*). Саратов: Научная книга, 2004. 110 с.
- Любимова П.С. Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вип. 84. С. 3–190.
- Меледина С.В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловей). Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.
- Молостовский Э.А., Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В., Фомин В.А., Фролов И.Ю., Орлова Т.Б., Барабошкин Е.Ю., Кузнецова К.И. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Среднего Заволжья по результатам комплексного изучения разреза опорной скважины № 120 // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Ред. Иванов А.В., Мусатов В.А. Сб. научных трудов. Саратов: Изд-во СГУ, 2004. С. 155–168.
- Мятлюк Е.В. Описание новых видов фораминифер верхнеюрских и нижнемеловых отложений Русской платформы // Тр. Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозоя отложений Русской платформы. 1961. Т. 3. С. 142–165.
- Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофауны юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.
- Олферьев А.Г. Юрские отложения востока Русской платформы // Вопросы совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных районов России. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 95–107.
- Олферьев А.Г., Лобанов А.И., Меледина С.В., Старцева Г.Н. Об открытии морских верхнебайосских отложений в приосевой части Окско-Цнинского вала // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. 1993. Вип. 2. С. 109–116.
- Первушов Е.М., Салтыков В.Ф., Сельцер В.Б., Гужиков А.Ю., Пименов М.В. Опорный разрез байос-батских отложений в Малом Каменном овраге // Изв. Саратовского ун-та. Сер. Науки о Земле. 2011. Т. 11. Вип. 1. С. 22–39.
- Пермякова М.Н. Остракоды рода *Glyptocythere* из среднеюрских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Палеонтол. сборник Львовского ун-та. 1970. Вип. 1. № 7. С. 61–67.
- Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 373 с.
- Пяткова Д.М., Пермякова М.Н. Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наукова думка, 1978. 288 с.
- Розанов А.Н. Основные черты геологического строения Саратовского Заволжья в связи с глубоким бурением в газоносном районе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1931. Т. 9. Вип. 1–2. С. 63–154.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. 1967. Вип. 62. 260 с.
- Салтыков В.Ф. Закономерности размещения келловейских стратонтов на севере Волгоградской области // Недра Поволжья и Прикаспия. 2008. Вип. 55. С. 33–41.
- Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. Стратиграфия байос-батских морских отложений Нижнего Поволжья // Известия Саратовского ун-та. Сер. Науки о земле. 2008. Т. 8. Вип. 2. С. 56–71.
- Сарычева А.И. Микрофаунистическая характеристика байосских и верхнеюрских отложений Бугинского блока // Труды ВНИГИ. 1971. Вип. 84. С. 76–83.
- Старцева Г.Н. Детальное расчленение верхнеюрских отложений Среднего Поволжья по данным изучения фораминифер // Юрские отложения Русской платформы (Сборник научных трудов). Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 30–40.
- Тесакова Е.М. Остракоды рода *Palaeocytheridea* Mandelstam, 1947 в средней и верхней юре Европы. 1. Развитие представлений об объеме рода и результаты его ревизии // Палеонтол. журн. 2013а. № 3. С. 25–38.
- Тесакова Е.М. Остракоды рода *Palaeocytheridea* Mandelstam, 1947 в средней и верхней юре Европы. 2. Описание таксонов // Палеонтол. журн. 2013б. № 5. С. 28–36.
- Тесакова Е.М. Остракоды рода *Palaeocytheridea* Mandelstam в средней и верхней юре Европы. 3. Стратиграфия и палеобиогеография // Палеонтол. журн. 2014а. № 1. С. 55–59.
<https://doi.org/10.7868/S0031031X14010164>

- Тесакова Е.М.* Юрские остракоды Русской плиты: стратиграфическое значение, палеоэкология и палеогеография. Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 20146. 48 с.
- Тесакова Е.М.* Корреляция средне-верхнеюрских остракодовых шкал Западной и Восточной Европы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, Махачкала, 15–20 сентября 2015 г. Научные материалы. Отв. ред. Захаров В.А. Ред. Рогов М.А., Ипполитов А.П. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 268–272.
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть 1. Роды *Plumhoffia* Brand и *Aaleniella* Plumhoff // Палеонтол. журн. 2022а. № 2. С. 57–68.
<https://doi.org/10.31857/S0031031X2202012X>
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть II. Роды *Procytherura* Whatley, *Pseudohutsonia* Wienholz, *Acrocythere* Neale, *Nanacythere* Herrig и *Trachycythere* Triebel et Klingler // Палеонтол. журн. 2022б. № 3. С. 19–30.
<https://doi.org/10.31857/S0031031X22030151>
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть III. Роды *Camptocythere* Triebel и *Procytheridea* Peterson // Палеонтол. журн. 2022в. № 4. С. 48–58.
<https://doi.org/10.31857/S0031031X22040134>
- Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть IV. Филолиния *Glyptocythere aspera* (Khabarova) → *G. bathonica* sp. nov. // Палеонтол. журн. 2022г. № 6. С. 58–73.
<https://doi.org/10.31857/S0031031X22060125>
- Тесакова Е.М.* Новые роды остракод *Bathoniella* (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы) и *Parabathoniella* (нижний и средний бат Шотландии). Часть I: систематика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024. Т. 32. № 4. С. 73–96.
- Тесакова Е.М.* Новые роды остракод *Bathoniella* (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы) и *Parabathoniella* (нижний и средний бат Шотландии). Часть 2: эволюция и биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33. № 1. С. 79–96.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X25010045>
- Тесакова Е.М., Сельцер В.Б.* Некоторые новые остракоды из келловей–нижнего оксфорда Русской плиты (роды *Camptocythere* Triebel и *Procytherura* Whatley) и их стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 2022. № 5. С. 58–78.
<https://doi.org/10.31857/S0031031X22050129>
- Тесакова Е.М., Шурупова Я.А., Устинова М.А.* Стратиграфия келловей и нижнего оксфорда разреза Михайловцемент (Рязанская область) по микрофауне и наннопланктону // Тр. ГИН РАН. 2017. Вып. 615. С. 264–300.
- Тесакова Е.М., Устинова М.А., Гуляев Д.Б., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Застрожнов А.С.* Биостратиграфия каменнообразной свиты Саратовского Заволжья по остракодам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания с международным участием, Сыктывкар, 9–16 сентября 2023 г. Отв. ред. Рогов М.А. Ред. Щепетова Е.В., Ипполитов А.П., Тесакова Е.М. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2023. С. 154–160.
- Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н.* Стратиграфия средней юры Нижнего Поволжья // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 23–30.
- Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. СПб.: Роскомнедра (ВНИГРИ), 1993. 72 с. 27 таб.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, ВНИГНИ, 2012. 64 с.
- Хабарова Т.Н.* Остракоды из отложений средней юры Саратовской области и северных районов Сталинградской области // Остракоды мезозойских отложений Волго-Уральской области. Ред. Любимова П.С., Хабарова Т.Н. Л.: Гостоптехиздат, 1955. С. 191–199 (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 84).
- Хабарова Т.Н.* О микрофауне юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 29. Т. 3. С. 177–184.
- Хабарова Т.Н., Шадрин Т.В.* Стратиграфическое расчленение и корреляция юрских отложений бортовой зоны Прикаспийской впадины // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и литологии Нижнего Поволжья. Саратов: МинГео СССР, 1969. С. 213–222 (Тр. НВ НИИГГ. 1969. Вып. 9).
- Шарапова Е.Г.* Данные изучения верхнеюрских и меловых остракод района станции Озинки // Тр. ВНИГРИ. Сер. А. 1939. Вып. 126. 52 с.
- Шурупова Я.А., Тесакова Е.М., Колпенская Н.Н., Сельцер В.Б., Иванов А.В.* Саратовское Поволжье в позднем байосе (средняя юра): палеогеография, реконструированная по остракодам // Жизнь Земли. 2016. Т. 38. № 1. С. 22–37.
- Щепетова Е.В.* Седиментология и геохимия углеродистых толщ верхней юры и нижнего мела Русской плиты. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2011. 28 с.
- Щепетова Е.В., Рогов М.А., Гуляев Д.Б., Застрожнов А.С., Тесакова Е.М., Устинова М.А., Костылева В.В.* Литостратиграфия, седиментология и обстановки осадконакопления байос-батских отложений Саратовского Заволжья (предварительные результаты) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А. Ред. Рогов М.А., Щепетова Е.В., Ипполитов А.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 255–261.
- Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рогов М.А., Застрожнов А.С.* У-образные шпрейтовые пеллетовые ходы в бате Саратовского Заволжья и их значение для реконструкции обстановок осадконакопления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя

и кайнозоя бореальных районов. Материалы науч. он-лайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. [электронный ресурс]. Ред. Лебедева Н.К., Горячева А.А., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 202–207.

Kedzierski M. Calcareous nannofossils from the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn as Palaeoenvironmental indicator, Kraków-Silesia Homocline, Poland // *Acta Geol. Polon.* 2012. V. 62. № 3. P. 421–437.

Lees J.A., Bown P.R., Young J.R., Riding J.B. Evidence for annual records of phytoplankton productivity in the

Kimmeridge Clay Formation coccolith stone bands (Upper Jurassic Dorset, UK) // *Mar. Micropaleontol.* 2004. V. 52. P. 29–49.

Shurupova Ya.A., Tesakova E.M. Detailed biostratigraphic scales as based on the palaeobiogenetical approach (an example of the upper Bajocian-lower Bathonian ostracod scale of the Russian Platform) // *Volumina Jurassica.* 2017. V. 15. P. 1–17.

Рецензенты В.С. Вишневецкая, Д.Н. Киселев,
Л.М. Мельникова

Paleontological Characteristics of Jurassic Sediments of Saratov Trans-Volga Region by Well Core and New Data on the Biostratigraphy of the Kamennyi Ovrage Formation

E. M. Tesakova^{a, b, #}, M. A. Ustinova^b, D. B. Gulyaev^c, M. A. Rogov^b, E. V. Shchepetova^b,
O. A. Lutikov^b, and A. S. Zastrozhnov^d

^aFaculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

^cCommission on the Jurassic System of the ISC of Russia, Yaroslavl

^dKarpinsky Russian Geological Institute, St. Petersburg

[#]e-mail: ostracon@rambler.ru

A comprehensive paleontological and lithological study of Jurassic deposits of the Saratov Trans-Volga Region, discovered in the Perelyub District by wells 103 and 108 were made. The ammonite Besnosovi Zone (upper part), the foraminiferal Beds with *Lenticulina volganica*–*Vaginulina dainae* and the ostracod *Glyptocythere bathonica* lineage Zone were identified in the Pochinki Formation (terminal Bajocian–basal Bathonian). The foraminiferal Beds with *Ammodiscus baticus* and the ostracod *Bathoniella prima* lineage Zone were revealed in the Kamennyi Ovrage Formation (upper lower Bathonian–upper Bathonian). The foraminiferal *Haplophragmoides infracaloviensis*–*Guttulina tatarsiensis* Zone and the ostracod *Bathoniella milanovskyi* lineage Zone were established in the Khlebnovka Formation (terminal Bathonian–lower Callovian). The following zones have been identified in the Promzino Formation (middle Volgian): *Panderi* (ammonite), *Lenticulina infravolgaensis*–*Saracenaria pravoslavlevi* (foraminifera), *Cytherella*–*Reticocythere cornulateralis* (ostracods). For the first time, the Kamennyi Ovrage Formation received paleontological substantiation by ostracods and corresponds to the B. prima Zone. The mollusks, foraminifera and ostracods from the Middle and Upper Jurassic and nannoplankton from the Upper Jurassic of the Saratov Trans-Volga Region were published here for the first time.

Keywords: foraminifera, ostracods, ammonites, bivalves, nannoplankton, Bajocian, Bathonian, lower Callovian, middle Volgian, East European Platform

УДК 563.14(470+571):551.762.3+551.763.12

БОРЕАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАДИОЛЯРИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЗОВ НИЖНЕГО МЕЛА РОССИИ, ИХ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ (ОБЗОР ДАННЫХ)

© 2025 г. Н. Ю. Брагин¹, *, Л. Г. Брагина¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: bragin.n@mail.ru

Поступила в редакцию 26.05.2024 г.

После доработки 25.06.2024 г.

Принята к публикации 08.07.2024 г.

Бореальные радиолярии верхней юры (оксфорд, кимеридж и волжский ярус) и низов нижнего мела (рязанский ярус и валанжин) России известны на территории Восточно-Европейской платформы, на Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плитах, а также по северному обрамлению Сибирской платформы. Комплексы радиолярий этого стратиграфического интервала характеризуются доминированием высокоширотных родов (*Parvicingula* и *Praeparvicingula*) семейства *Parvicingulidae* и частым присутствием типично бореального семейства *Echinocampidae* (*Echinocampe*, *Nordvikella* и *Arctocapsula*). В комплексах кимериджа Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты присутствует род *Pantanellium*, представленный группой видов *P. megaseibaense*, виды которой проникают в южнобореальные акватории. Не подтверждаются выводы о присутствии в кимеридже—рязанском ярусе Московской синеклизы представителей подсемейства *Vallurinae*, типичного для низких палеоширот. Комплексы радиолярий бореальной верхней юры и низов нижнего мела значительно изменяются по таксономическому составу вверх по разрезу, что дает возможность использовать их в стратиграфии.

Ключевые слова: *Parvicingulidae*, *Echinocampidae*, *Pantanelliidae*, Восточно-Европейская платформа, Западная и Арктическая Сибирь

DOI: 10.31857/S0869592X25020064, EDN: UHRZGA

ВВЕДЕНИЕ

Бореальные радиолярии верхней юры и нижнего мела стали известны в России с 30-х годов XX века. Первой публикацией на эту тему стала статья И.Е. Худяева (1931), посвященная находкам радиолярий в неокотских (скорее всего, рязанско-валанжинских) и кимериджских фосфоритах бассейна реки Сысола (Республика Коми). Позднее А.В. Хабаков (1937) описал комплексы радиолярий верхней юры (кимеридж и волжский ярус) и нижнего мела (рязанский ярус или валанжин) из фосфоритов верховьев рек Камы и Вятки. В то время радиолярии из плотных пород изучались исключительно в шлифах, и по имеющимся в данных работах изображениям таксоны (роды и виды) могут быть идентифицированы не всегда и лишь с некоторой долей условности. Тем не менее эти данные представляют интерес и по возможности будут использованы в настоящей публикации.

Первые исследования объемных форм бореальных радиолярий России были осуществлены

Г.Э. Козловой (1971, 1973) из отложений кимериджа Тимано-Печорской плиты. С этого времени начинается все более активное изучение радиолярий. В последние десятилетия опубликовано не менее двух десятков отечественных работ, охватывающих интервал от оксфорда до валанжина. Необходимо отметить, что радиолярии верхней юры и нижнего мела из бореальных регионов детально изучены именно отечественными исследователями, в то же время зарубежных публикаций этого направления, а также находок бореальных радиолярий этого возрастного интервала за пределами России немного: можно упомянуть исследования радиолярий верхней юры—низов нижнего мела Северного моря (Dyer, Corstake, 1989) и верхней юры (волжский ярус) Шпицбергена (Nakrem, Kiessling, 2012).

Все публикации к настоящему времени охватывают интервал от оксфорда до валанжина и приурочены к четырем крупным регионам: Восточно-Европейской платформе, Тимано-Печорской плите, Западно-Сибирской плите и северному обрамлению Сибирской платформы (рис. 1, 2).

Изученные разрезы, как правило, хорошо охарактеризованы палеонтологическими остатками (аммонитами, двустворчатыми моллюсками, фораминиферами и др.), обеспечивающими надежную стратиграфическую привязку комплексов радиолярий. В большинстве случаев изученные радиолярии имеют удовлетворительную и хорошую сохранность, позволяющую детально изучить морфологию и адекватно описать новые таксоны. Благодаря этому, имеющийся материал позволяет оценить стратиграфическое и палеобиогеографическое значение бореальных комплексов радиолярий верхней юры и низов нижнего мела России.

В данной статье последовательно (от оксфорда к рязанскому ярусу и валанжину) рассмотрены наиболее важные и представительные комплексы радиолярий, проанализирован их таксономический состав (с выделением типичных бореальных и космополитных таксонов, а также тех видов, что периодически проникали в бореальные бассейны из более южных регионов). Внимание уделено и общим характеристикам морфологии

бореальных радиолярий оксфорда–валанжина, и перспективам детальной (зональной) стратиграфии бореальных разрезов верхней юры и нижнего мела по радиоляриям. Кроме того, в статье сделана попытка упорядочить стратиграфическое положение биостратонов по радиоляриям, а также комплексов радиолярий с учетом специфики бореальных ярусов. В ряде недавних публикаций говорится о берриасских и даже титонских радиоляриях в бореальных районах (Вишневская и др., 2020; Амон и др., 2021). Однако в статьях по общей стратиграфии этого интервала используются традиционные бореальные волжский и рязанский ярусы, граница между которыми не совпадает с границей между берриасом и титоном (Захаров, 2003; Захаров, Рогов, 2005; Рогов, 2021; Рогов и др., в печати). Корреляция между бореальными и тетическими стратонами является сложной и пока не решенной проблемой, и использование в бореальных районах ярусов тетического стандарта представляется преждевременным. В то же время граница между волжским и рязанским ярусами, а также подъярусные границы обоих ярусов

Система		Ярус			
Юрская	Меловая	Восточно-Европейская платформа			
		Оксфордский	Кимериджский	Волжский	Рязанский
		Брагин, 1997	Козлова, 1994	Козлова, 1994	Козлова, 1994
		Брагин, Киселев, 2013	Вишневская, 1998	Вишневская, 2001	Вишневская, Барабашкин, 2001
		Палечек, Устинова	Вишневская, Murchey, 2002		
		Брагин et al., 2024			
			Козлова, 1971, 1973	Козлова, 1994	
			Вишневская, 1998	Вишневская, Murchey, 2002	
			Вишневская, 2001		
			Вишневская, Kozlova, 2012		
			Козлова, 1983		
			Козлова, 1994	Липницкая, 2006	
				Амон, 2011	
				Вишневская и др., 2020	
				Амон и др., 2021	
				Брагин, 2009	
				Брагин, 2011	
				Вишневская и др., 2014	

Рис. 1. Важнейшие работы по бореальным радиоляриям оксфорда–валанжина в России.

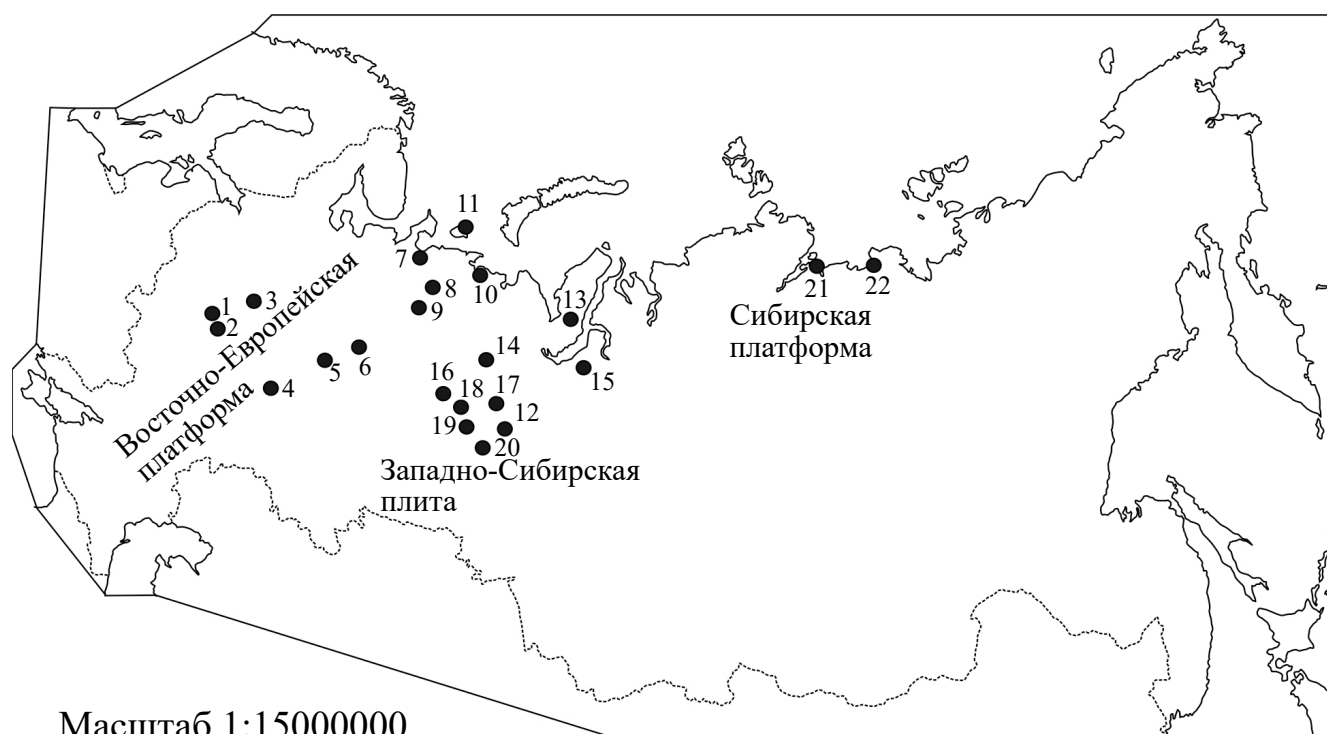


Рис. 2. Важнейшие местонахождения бореальных радиоларий оксфорда–валанжина в России.

1 – Москва, Коломенское, кимеридж (Bragin, 1997); Крылатское, оксфорд (Устинова и др., 2014); Воробьевы Горы, оксфорд и кимеридж (Палечек, Устинова, 2020); 2 – Рыбаки, оксфорд (Bragin et al., 2024); 3 – реки Иода и Черемуха, оксфорд и кимеридж (Брагин, Киселев, 2013); 4 – Городищи, волжский и рязанский ярусы (Козлова, 1994; Vishnevskaya, 1998; Вишневская, 2001; Вишневская, Барабошкин, 2001; Vishnevskaya, Murchey, 2002); 5 – верховья Вятки и Камы, кимеридж, волжский и рязанский ярусы, валанжин (Хабаков, 1937); 6 – Койгородок и Кожим, кимеридж, рязанский ярус, валанжин (Худяев, 1931); 7 – р. Пеша, волжский ярус (Vishnevskaya, 2017); 8 – р. Пижма, кимеридж (Козлова, 1971, 1994); 9 – Ухта, кимеридж (Vishnevskaya, 1998; Вишневская, Пральникова, 1999; Вишневская, 2001; Vishnevskaya, Murchey, 2002); 10 – Нарьян-Марская скважина, кимеридж и волжский ярус (Козлова, 1994; Vishnevskaya, Kozlova, 2012); 11 – о. Колгуев, кимеридж, волжский и рязанский ярусы (Козлова, 1994; Вишневская, Пральникова, 1999; Vishnevskaya, Kozlova, 2012); 12 – Верхний Салым, волжский ярус, рязанский ярус и валанжин (Vishnevskaya, Kozlova, 2012; Вишневская и др., 2020; Амон и др., 2021); 13 – Ямал, волжский ярус (Вишневская и др., 2020; Амон и др., 2021, 2022); 14 – Молодежное, волжский ярус, рязанский ярус и валанжин (Вишневская и др., 2020; Амон и др., 2021); 15 – Губкинское, волжский ярус, рязанский ярус и валанжин (Вишневская и др., 2020; Амон и др., 2021); 16 – Нижне-Янлотское (Вишневская и др., 2020); 17 – Апрельское; 18 – Правдинское, волжский и рязанский ярусы (Панченко и др., 2015; Вишневская и др., 2020); 19 – Радонежское, волжский ярус, рязанский ярус и валанжин (Вишневская и др., 2020); 20 – Малобалыкское, волжский ярус, рязанский ярус и валанжин (Вишневская и др., 2020); 21 – Нордвик, волжский и рязанский ярусы (Брагин, 2009, 2011); 22 – Ыстаннах-Хочо, рязанский ярус (Вишневская и др., 2014).

уверенно прослеживаются по всей Панбореальной надобласти, и использование этих стратонтов в стратиграфии бореальных разрезов логично и закономерно (Рогов и др., в печати).

Следует отметить, что ранее в ряде работ были намечены некоторые типичные черты бореальных комплексов радиоларий верхней юры. Так, было установлено, что в их составе присутствуют и, как правило, доминируют высокоширотные роды *Parvicingula* Pessagno и *Praeparvicingula* Pessagno, Blome et Hull, относящиеся к семейству *Parvicingulidae* Pessagno (Pessagno et al., 1987, 1993). Для бореальных комплексов

в целом не характерны представители семейства *Pantanelliidae* Pessagno: так, один из таксонов этого семейства, подсемейство *Vallupinae* Pessagno et MacLeod, считается типичным только для низких широт (Matsuoka, 1995), в то же время одна из групп видов рода *Pantanellium* Pessagno (*P. meraceibaense* Pessagno et MacLeod) может проникать в южнобореальные акватории (Pessagno et al., 1987). Эти представления были подтверждены многими работами по верхней юре и нижнему мелу России (Bragin, 1997; Брагин, 2009, 2011; Bragin, Bragina, 2018; Vishnevskaya, 1998; Вишневская, 2001; Vishnevskaya, Murchey, 2002; Вишневская и др., 2020; Амон и др., 2021, 2022).

ОКСФОРДСКИЙ ЯРУС

Комплексы радиолярий оксфорда сравнительно редки. До сих пор несколько находок было сделано только на Восточно-Европейской платформе, в пределах Московской синеклизы. Наиболее древний из известных комплексов бореальных радиолярий юры изучен в разрезах трех скважин на Воробьевых Горах (г. Москва) из отложений подосинковской подсвиты (верхняя подсвита чулковской свиты) (Палечек, Устинова, 2020). Возраст подсвиты определяется по аммонитам как поздний келловей—ранний оксфорд, комплекс фораминифер из скважин определен как, скорее всего, раннеоксфордский (Палечек, Устинова, 2020). Комплекс радиолярий верхнего келловей—нижнего оксфорда небогат, представлен несколькими видами, среди которых присутствуют представители рода *Parvicingula* Pessagno. Здесь установлен вид *P. elegans* Pessagno et Whalen, характерный для бореальной верхней юры (Вишневская, 2001). Еще несколько экземпляров *Parvicingula* Pessagno определены в открытой номенклатуре или до рода (не исключено, что они также относятся к *P. elegans* Pessagno et Whalen, так как апикальный пор у этих экземпляров, скорее всего, отсутствует из-за неполной сохранности). Также присутствуют представители родов *Praeconocaryomma* Pessagno и *Higumastra* Baumgartner, имеющие всеевропейское распространение. Наконец, особый интерес представляет наличие вида *Mizukidella mokaensis* O'Dogherty, Goričan et Gawlick, широко распространенного в верхней юре Альпийской области (O'Dogherty et al., 2016). Последний таксон может оказаться инвазивным, кратно современно проникшим в бореальное море из тетических акваторий, но для подтверждения этого необходимы дальнейшие исследования.

В среднем оксфорде Воробьевых Гор радиолярии встречаются в подмосковной свите (Палечек, Устинова, 2020). Состав комплекса близок к раннеоксфордскому — здесь также присутствуют *Praeconocaryomma* Pessagno (в том числе *P. decora* Yeh), ставраксоны плохой сохранности, немногочисленные дискоидные и сферические морфотипы. Насселлярии представлены парвицингулидами: *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen и *Praeparvicingula donnae* Bragin (последняя в статье (Палечек, Устинова, 2020) ошибочно определена как *Parvicingula papulata* Kozlova et Vishnevskaya, см. синонимику в статье (Bragin et al., 2024)). Интерес представляет присутствие нескольких видов, известных из Тетической надобласти: *Mizukidella mokaensis* O'Dogherty, Goričan et Gawlick, *Takemuraella japonica* (Takemura), *Parahsuum carpathicum* Widz et De Wever, *Pseudodictyomitrella* (?) sp. aff. *P. spinosa* Grill et Kozur. Интерпретация этого проникновения пока сложна из-за недостатка материала: это пока единственная находка.

Еще один комплекс радиолярий среднего оксфорда известен из Верхнего Поволжья, в районе Рыбинска (Брагин, Киселев, 2013). Здесь в разрезе р. Иода обнаружен таксономически бедный комплекс, который существенно отличается от ассоциации, найденной в среднем оксфорде из разреза скважины Воробьевых Гор. В его составе доминируют ставраксоны, представленные родами *Paronaella* Pessagno, *Pseudocrucella* Baumgartner и *Homoparonaella* Baumgartner. Насселлярии в этом комплексе редки и представлены только родом *Praeparvicingula* Pessagno, Blome et Hull. Для объяснения такой разницы в составе относительно близких территориально и одновозрастных комплексов пока недостаточно данных.

Позднеоксфордский комплекс радиолярий Воробьевых Гор встречен в отложениях коломненской толщи (Палечек, Устинова, 2020). Здесь из спумеллярий встречаются *Paronaella* Pessagno, *Pseudocrucella* Baumgartner и *Orbiculiforma* Pessagno, а среди насселлярий отчетливо доминируют парвицингулиды: *Praeparvicingula donnae* Bragin (в статье (Палечек, Устинова, 2020) ошибочно определена как *Parvicingula papulata* Kozlova et Vishnevskaya, а в другом случае как *Parvicingula* sp. aff. *P. rothwelli* Pessagno; Bragin, 1997; Bragin et al., 2024), *P. sp. aff. P. elementaria* (Carter), *P. enormis* (Yang) (в статье (Палечек, Устинова, 2020) ошибочно определена как *Parvicingula papulata* Kozlova et Vishnevskaya (Bragin et al., 2024)). Кроме них, присутствуют редкие находки представителей семейства *Echinocampidae* Bragin, которые могут относиться к роду *Arctocapsula* Bragin.

Еще одна находка оксфордских радиолярий известна на западе Москвы в районе Крылатское (Устинова и др., 2014). Здесь совместно с комплексом фораминифер верхов верхнего оксфорда (зона *Epistomina uhligi*—*Lenticulina russiensis*), судя по имеющимся фотографиям, встречаются *Triactoma* sp. (сходная с *T. blakei* Pessagno, но неполной сохранности), а также плохо сохранившиеся ставраксонные формы, сходные с *Crucella* Pessagno, и циртоидные насселлярии. М.А. Устинова и др. (2014) упоминают о присутствии здесь представителей пантанеллиид и парвицингулид, однако фотографии их не приведены.

Наиболее богатый и представительный комплекс оксфордских радиолярий известен из верхнего оксфорда разреза Рыбаки (Bragin et al., 2024). Радиолярии обнаружены в отложениях верхнеоксфордской аммонитовой зоны *Amoeboeras serratum*. В составе комплекса известны энтактинрии (род *Perispyridium* Dumitrica) и спумеллярии (*Archaeocenosphaera* Pessagno et Yang, *Triactoma* Rüst, *Praeconocaryomma* Pessagno, *Crucella* Pessagno, *Orbiculiforma* Pessagno, *Archaeospongoprunum* Pessagno, *Microsandwichia* Dumitrica), которые обычно представлены небольшим количеством

экземпляров, иногда вообще единичными. В комплексе количественно доминируют населлярии, прежде всего парвицингулиды (*Praeparvicingula blackhorsensis* (Pessagno et Whalen), *P. donnae* Bragin, *P. elementaria* (Carter), *P. enormis* (Yang)) (табл. I, фиг. 1, 2). Помимо парвицингулид, заметную роль играют эхинокампыды *Echinocampe modestum* Bragin и *Nordvikella gutta* Bragin (табл. I, фиг. 7). Следует особо отметить, что среди членов комплекса тетические таксоны населлярий не обнаружены.

Таким образом, известные оксфордские комплексы бореальных радиолярий России характеризуются таксономической бедностью, количественным доминированием родов *Praeparvicingula* и *Parvicingula*, отсутствием представителей семейства *Pantanelliidae* и наличием в верхнем оксфорде древнейших известных представителей семейства *Echinocampidae*.

КИМЕРИДЖСКИЙ ЯРУС

Радиолярии кимериджа известны из Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты. Наиболее представительный комплекс радиолярий кимериджа был описан из разреза у бывшего села Дьяково в Коломенском (г. Москва), где радиолярии встречены в переотложенных кимериджских фосфоритовых конкрециях в базальных слоях волжского яруса (Bragin, 1997). В составе комплекса спумеллярии представлены обычными для верхней юры таксонами (*Archaeocenosphæra*, *Crucella*, *Paronaella*), но кроме них здесь встречаются *Pantanelliidae*, а именно представители группы видов, близких к *Pantanellium meraceibaense*, которые могут проникать в бореальные области (Pessagno et al., 1987). В этом комплексе представлены три вида: *Pantanellium tierrablancaense* Pessagno et MacLeod, *P. huazalingoense* Pessagno et MacLeod и *P. moscowiense* Bragin (табл. I, фиг. 8–11). В составе населлярий здесь отмечены *Parvicingulidae* (*Parvicingula* sp. aff. *P. vera* Pessagno et Whalen и *Praeparvicingula donnae* Bragin), а также представители рода *Nordvikella* Bragin из состава семейства *Echinocampidae*, первоначально отнесенные автором к роду *Pseudodictyomitrella* Grill et Kozur (Bragin, 1997).

Сходный, но менее разнообразный комплекс изучен из разреза р. Черемуха (Ярославская обл.), где он также был обнаружен в переотложенных кимериджских конкрециях в основании аммонитовой зоны *Virgatites virgatus* среднего подъяруса волжского яруса (Брагин, Киселев, 2013). Здесь в составе спумеллярий встречены *Archaeocenosphæra*, *Crucella*, а также пантанеллииды: *Pantanellium tierrablancaense* Pessagno et MacLeod и *P. meraceibaense* Pessagno et MacLeod. Населлярии представлены видом *Praeparvicingula donnae* Bragin, эхинокампыды не отмечены.

В кимериджской части разреза Городищи (Ульяновская область) также были найдены радиолярии, однако их сохранность преимущественно неудовлетворительная, приводится только определение одного вида — *Parvicingula jonesi* Pessagno, но изображений этих форм нет (Вишневская, Барабошкин, 2001). Кроме этого, присутствие радиолярий было отмечено в нижнем кимеридже (верхи ермолинской свиты) Московской области (Олферьев, 2012) и в верхнем кимеридже (калужская свита) Сухиничского района Калужской области (Вишневская, Митта, 2018), однако эти комплексы пока еще не изучены.

Особо следует рассмотреть комплекс “радиолярий”, обнаруженный Т.Н. Палечек в нижнем кимеридже разреза Огарково (Костромская область) (Palechek et al., 2021). Здесь были определены представители подсемейства *Vallupinae*: *Protovallupus* Pessagno et MacLeod и *Vallupus* Pessagno et Blome. Данное подсемейство входит в состав семейства *Pantanelliidae*. *Vallupinae* неизвестны в Панбореальной надобласти (Bragin, Bragina, 2018), более того, это подсемейство рассматривается как типично циркумтропическое (Matsuoka, 1995), а редкие находки представителей этого подсемейства в юре Антарктического полуострова интерпретированы как результат влияния мощного меридионального течения, развивавшегося вдоль западной окраины Америки (Kiessling, 1999). Скорее всего, так же можно объяснить и находки *Vallupinae* в Аргентине (Pujana, 1995, 1996).

При рассмотрении объектов, определенных как *Vallupinae*, можно отметить следующее. Данные образования (см. *Protovallupus* sp. в (Palechek et al., 2021, pl. 11, fig. 8) и *Vallupus* sp. в (Palechek et al., 2021, pl. 11, fig. 11)) не имеют характерных диагностических признаков семейства *Pantanelliidae* (крупнопористая решетчатая внешняя оболочка с шести-, реже пятиугольными массивными поровыми рамками) и подсемейства *Vallupinae* (развитие устья и пилома). Вышеуказанные морфологические элементы отчетливо видны на фотоизображениях голотипов типовых видов данных родов: *Protovallupus excellens* Yang et Pessagno (Yang, Pessagno, 1989, pl. 3, figs. 4, 10) и *Vallupus hopsoni* Pessagno et Blome (Pessagno et al., 1984, pl. 1, fig. 21). Кроме того, образования, представленные на фототаблицах (Palechek et al., 2021, pl. 11, figs. 8, 11), больше соответствующих радиолярий в 2 и более раз, и это не может быть объяснено замещением кремневого материала другими минералами. Псевдоморфозы по радиоляриям хорошо известны: например, пирит по триасовым радиоляриям острова Котельный (Bragin, 2011), пирит по позднемеловым радиоляриям Крыма (Bragina, Bragin, 2021), кальцит по триасовым радиоляриям Памира (Bragin et al., 2016). Во всех этих случаях никакого увеличения размеров радиолярий не происходило.

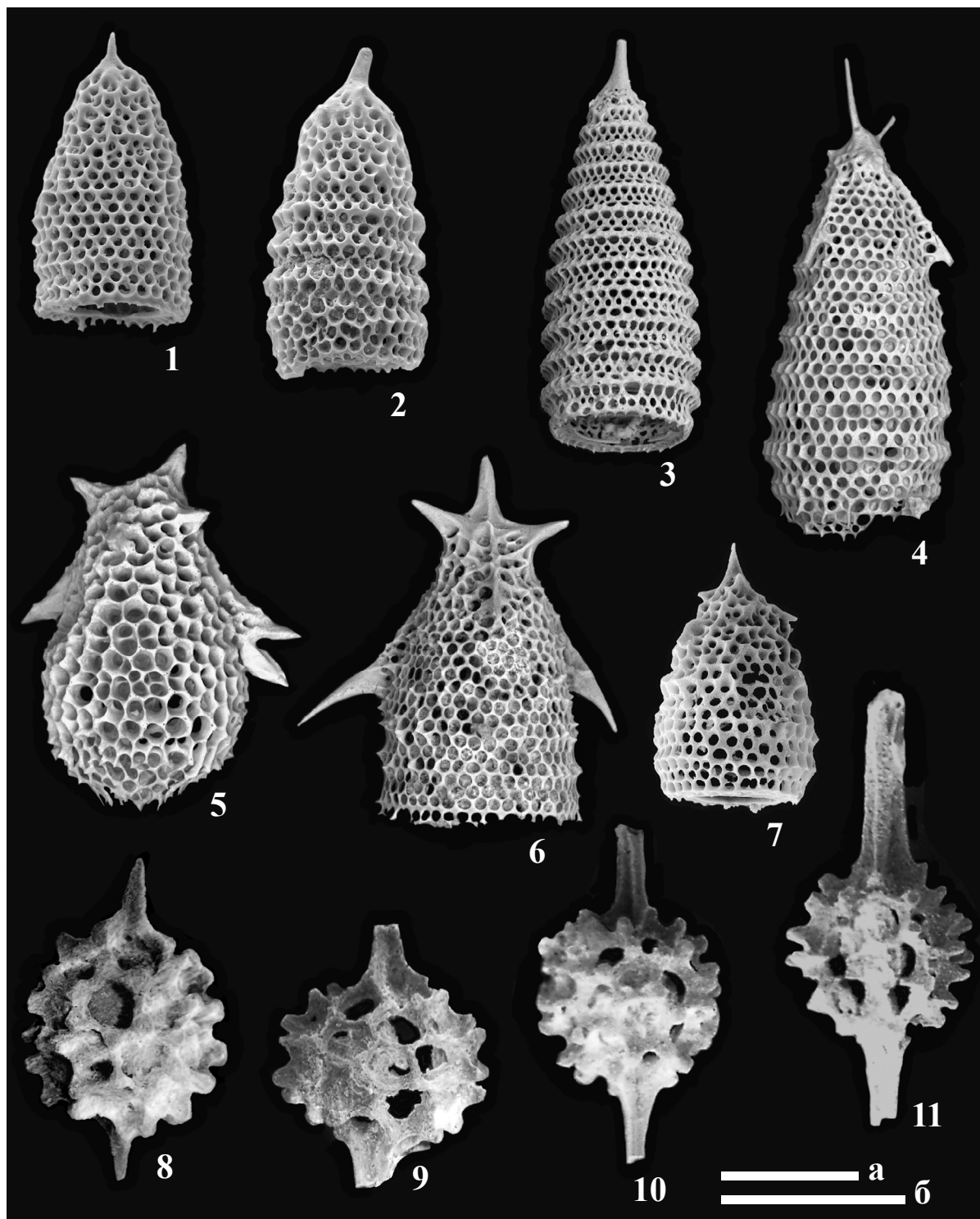


Таблица I. Характерные таксоны радиолярий бореальных разрезов верхней юры и низов нижнего мела России.

1–3 – семейство Parvicingulidae: 1 – *Praeparvicingula blackhorsensis* (Pessagno et Whalen), 2 – *Praeparvicingula donnae* Bragin, 3 – *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida); 4–7 – семейство Echinocampidae: 4 – *Nordvikella elegans* Bragin, 5 – *Arctocapsula perforata* Bragin, 6 – *Echinocampe aliferum* Bragin, 7 – *Echinocampe modestum* Bragin; 8–11 – семейство Pantanelliidae: 8 – *Pantanellium tierrablancaense* Pessagno et MacLeod, 9 – *Pantanellium* sp. cf. *P. tierrablancaense* Pessagno et MacLeod, 10, 11 – *Pantanellium moscowiense* Bragin.

Фиг. 1, 2, 7 происходят из верхнего оксфорда, разрез Рыбаки (Bragin et al., 2024, Figs. 7A, 7F, 9D); фиг. 3, 6 – из верхнего подъяруса волжского яруса, разрез Нордвик (Брагин, 2011, табл. IV, фиг. 9; табл. V, фиг. 1); фиг. 4, 5 – из верхнего подъяруса волжского яруса, разрез Нордвик (Брагин, 2009, табл. 2, фиг. 1, фиг. 3e); фиг. 8–11 – из кимериджа, разрез Дьяково. Увеличение: а – 100 мкм (фиг. 4–6); б – 100 мкм (фиг. 1, 2, 7–11); 200 мкм (фиг. 3).

Из сказанного следует, что объекты из кимериджа, а также из волжского и рязанского ярусов разреза Огарково, где они тоже встречены, являются чисто минеральными образованиями: сростками кристаллов и аморфных масс. Они ни в коем случае не могут быть определены как *Vallupinae*.

Кроме Восточно-Европейской платформы, комплексы радиолярий широко распространены в кимеридже Тимано-Печорской плиты. Так, в нижнем кимеридже р. Пижма Г.Э. Козловой (1971, 1973) установлен комплекс, в котором представлены сферические формы, определенные как *Thecosphaera Haeckel*, *Crucella Pessagno*, *Paronaella Pessagno*, дискоидные формы, определенные как *Spongodiscus* spp., а также *Pantanellium* (определен Г.Э. Козловой как *Stylosphaera lanceolata*, но это ошибочное написание; видимо, следовало написать *Sphaerostylus lanceola* Parona, см. (Козлова, 1971, рис. 1, фиг. 4)). Среди населлярий устанавливаются *Parvicingulidae* (изображены Г.Э. Козловой под названием *Eucyrtidium haeckeli* (Pantanelli) — это, вероятно, вид *Praeparvicingula donnae* Bragin или близкий к нему *P. blackhorsensis* (Pessagno et Whalen)), а также *Echinocampidae* (см. *Stichopilium* sp.; Козлова, 1971, рис. 1, фиг. 14). Данные результаты подтверждены и более поздними исследованиями (Козлова, 1994). Сходные комплексы радиолярий также изучены из того же региона В.С. Вишневской (Vishnevskaya, 1998; Вишневская, Пральникова, 1999; Вишневская, 2001; Vishnevskaya, Murchey, 2002). Для них отмечается доминирование типично бореальных *Parvicingulidae* (*Parvicingula* и *Praeparvicingula*), а также присутствие рода *Pantanellium*.

Итак, известные кимериджские комплексы бореальных радиолярий России также характеризуются таксономической бедностью и количественным доминированием родов *Praeparvicingula* и *Parvicingula*. В то же время в комплексах кимериджа присутствует семейство *Pantanelliidae*, представленное ограниченно — только группой близкородственных видов *P. meraceibaense*, встречающейся в высокоширотных регионах (Pessagno et al., 1987; Bragin, 1997; Bragin, Bragina, 2018; Hull, 1997; Kiessling, 1999; Vennari, Pujana, 2017). К этой группе относятся виды *Pantanellium huazalingoense* Pessagno et MacLeod (кимеридж—титон), *P. meraceibaense* Pessagno et MacLeod (нижний оксфорд—нижний берриас), *P. moscowiense* Bragin (кимеридж), *P. quintachillaense* Pessagno et MacLeod (оксфорд—нижний титон) и *P. tierrablancaense* Pessagno et MacLeod (кимеридж).

Появление *Pantanelliidae* может свидетельствовать о расширении морских связей на пике кимериджской трансгрессии, в результате чего усилился водообмен с южными бассейнами. Наконец, в кимериджских комплексах присутствуют и типично бореальные *Echinocampidae*, нуждающиеся в таксономическом изучении.

ВОЛЖСКИЙ ЯРУС

Бореальные радиолярии волжского яруса широко распространены: их находки известны на Восточно-Европейской платформе и Тимано-Печорской плите, а также на Западно-Сибирской плите и по северному обрамлению Сибирской платформы. Степень изученности их неравномерна. На крайнем севере Восточно-Европейской платформы радиолярии средневолжского возраста (аммонитовая зона *Dorsoplanites panderi*) известны из скважины в бассейне р. Пеша (Мезенская синеклиза) (Львов, Вишневская, 2000; Митта, Вишневская, 2006; Vishnevskaya, Kozlova, 2012). Здесь представлены различные ставраконные формы, в том числе пятилучевые, и разнообразные представители семейства *Parvicingulidae*, в том числе *Parvicingula jonesi* Pessagno, *Praeparvicingula rotunda* Hull и многие другие.

В центральной части Восточно-Европейской платформы, несмотря на широкое распространение волжского яруса, радиолярии достоверно выявлены в двух районах Среднего Поволжья: в окрестностях городов Ульяновска (разрез Городищи) и Сызрани (разрез Кашпир). В разрезе Городищи радиолярии изучены В.С. Вишневской (Вишневская, Барабошкин, 2001; Vishnevskaya, Murchey, 2002). В нижнем подъярусе волжского яруса отмечены многочисленные представители рода *Parvicingula*. В среднем подъярусе В.С. Вишневская определила комплекс с *Orbiculiforma* ex gr. *mclaughlini* Pessagno, *Stichocapsa? devorata* (Rüst), *Phormocampe favosa* Khudyaev, *Parvicingula hexagonata* (Heitzer), *P. cristata* Kozlova, *P. conica* (Khabakov), *P. aff. alata* Kozlova, *P. multipora* (Khudyaev), *P. haeckeli* (Pantanelli), *P. aff. spinosa* (Grill et Kozur), *Plathycryphalus? pumilus* Rüst и *Lithocampe* cf. *terniseriata* Rüst. Необходимо отметить, что лишь один из перечисленных таксонов проиллюстрирован (*Parvicingula* aff. *alata*), а остальные таксоны изначально были выделены по шлифам в работах Е.И. Худяева (1931) и А.В. Хабакова (1937). Поэтому комплекс нуждается в дополнительном детальном изучении.

В верхнем подъярусе волжского яруса разреза Городищи В.С. Вишневская установила следующий комплекс: *Orbiculiforma* sp., *Praeconocaryomma* sp., *Parvicingula cristata* Kozlova, *P. alata* Kozlova, *P. blowi* (Pessagno), *Spinicingula* sp. и *Stichocapsa devorata* (Rüst) (Вишневская, Барабошкин, 2001). Позднее последний из таксонов был описан как новый подвид — *Stichocapsa devorata arctica* Vishnevskaya et Murchey (Vishnevskaya, Murchey, 2002). В настоящее время этот таксон относится к роду *Arctocapsula* (семейство *Echinocampidae*) (Вишневская и др., 2014). Интересно, что в разрезе Городищи этот подвид является чрезвычайно многочисленным. В разрезе Кашпир также встречаются представители рода *Parvicingula* и семейства *Echinocampidae*.

(неопубликованные данные Н.Ю. Брагина). Следует отметить, что полный состав поздневожских комплексов радиолярий из обоих местонахождений пока не удалось изучить из-за избирательной (часто неудовлетворительной) сохранности и сложности выделения из пород.

На Тимано-Печорской плите известен средневожский комплекс радиолярий с *Parvicingula papulata* (рис. 3), установленный Г.Э. Козловой из скважины в районе Нарьян-Мара в интервале аммонитовых зон *Dorsoplanites panderi* и *Dorsoplanites maximus* (Козлова, 1994). Здесь обнаружены многочисленные *Parvicingulidae*, в том числе *Paraeravicingula donnae* Bragin (см. Козлова, 1994, табл. 4, фиг. 2; была определена Г.Э. Козловой как *Parvicingula haeckeli* (Pantaneli)), и *Echinocampidae*, отнесенные позднее к новому роду *Spinicingula* (Vishnevskaya, Kozlova, 2012) (см. Козлова, 1994, табл. 5, фиг. 4, 8, 9). Комплекс, судя по отсутствию изображений спумеллярий на фототаблицах, представлен здесь не полностью.

Еще один средневожский комплекс установлен В.С. Вишневской из скважин в бассейне Печоры и в Баренцевом море (Вишневская, Пральникова, 1999; Вишневская, 2001; Vishnevskaya, Murchey, 2002), в его составе много крупных *Parvicingulidae*: *Parvicingula* sp. cf. *P. obstinata* Hull, *P. sp.* cf. *P. jonesi* Pessagno, *P. elegans* Pessagno et Whalen и др. Данные по спумелляриям здесь также не приводятся, возможно, из-за того, что комплекс имеет избирательную сохранность.

Поздневожский комплекс радиолярий с *Pseudocrolanium planocephala* (рис. 3) установлен Г.Э. Козловой из скважины на острове Колгуев, из скважин в окрестностях г. Нарьян-Мар и из естественных обнажений по р. Ижма в интервале аммонитовых зон *Garniericeras catenulatum* и *Craspedites nodiger* (Козлова, 1976, 1994). В его составе обильны крупные населлярии: представители рода *Parvicingula*, а также *Pyramotertonium planocephalum* (Kozlova). Семейство *Echinocampidae* представлено родом *Arctocapsula* (у Г.Э. Козловой эти формы

Система	Ярус	Подъярус	Зоны и слои по радиоляриям, возрастные комплексы радиолярий				
			Тимано-Печорская плита Козлова, 1994	Западно-Сибирская плита			Север Восточно-Сибирской платформы
Меловая	Рязанский-валанжин		Козлова, 1983	Липницкая, 2006	Амон, 2011	Вишневская и др., 2020	Брагин, 2011
	Рязанский					Williriedellum	
Юрская	Волжский	Верхний	Hemicryptocapsa salymica	Williriedellum salymicum	Hemicryptocapsa salymica		Arctocapsula perforata
		?	Parvicingula rostrata	Parvicingula seria - Quasicrolanium planocephala	Parvicingula cf. rostrata - Parvicingula cf. seria	Parvicingula rotunda - Parvicingula alata	?
		Pseudocrolanium planocephala					
	Средний	?	Parvicingula papulata	Parvicingula multipora	Parvicingula cf. multipora	Parvicingula jonesi	Arctocapsula magna
	Нижний	?		Parvicingula multipora	Pseudodictyomitra cf. primitiva	Parvicingula antoshkinae - Parvicingula blowi	
	Кимеридж		Crucella crassa				

Рис. 3. Зоны и слои с радиоляриями, а также возрастные комплексы радиолярий для кимериджа–валанжина Тимано-Печорской плиты, Западно-Сибирской плиты и северного обрамления Сибирской платформы (с использованием материалов из статьи В.С. Вишневской с соавторами (2020)).

определены как *Anisicyrtis* sp. и *Stichocapsa devorata* Rüst; см. Козлова, 1994, табл. 7, фиг. 4, 5, 7). В комплексе также встречаются дискоидные *Orbiculiforma* и сферические *Praeconocaryomma*.

На Западно-Сибирской плите находки радиолярий волжского яруса весьма многочисленны, они приурочены к нефтематеринской баженовской свите. Г.Э. Козлова здесь по шлифам выделила средневолжский комплекс с *Parvicingula multipora* и поздневолжский комплекс с *Parvicingula rostrata* (рис. 3) (Козлова, 1983). Данные по шлифам не позволяют подробно охарактеризовать комплексы, но присутствие представителей рода *Parvicingula* несомненно. В дальнейшем радиолярии баженовской свиты изучались Т.А. Липницкой (2006); по ее данным, радиолярии присутствуют и в нижнем подъярусе волжского яруса и представлены преимущественно *Parvicingula* spp., однако судить об этом сложно, так как в работе не даны фотографии радиолярий. Затем радиолярии волжских отложений Западной Сибири изучил Э.О. Амон (2011), в работе которого приведены фотографии шлифов. Здесь в нижней части средневолжского подъяруса выделен комплекс с *Pseudodictyomitra* cf. *primitiva* (рис. 3), представленный населяющими плохой сохранности, идентифицировать их на современном уровне не представляется возможным. Так, у экземпляров, определенных Э.О. Амоном как *Pseudodictyomitra* cf. *primitiva* (Matsuoka et Yao), невозможно определить характер пористости и нельзя заключить о присутствии поперечных гребней на сегментах раковины (см. Амон, 2011, табл. 1, фиг. 3, и для сравнения Matsuoka, Yao, 1985, pl. 1, figs. 1–5). В верхней части средневолжского подъяруса Э.О. Амон выделяет комплекс с *Parvicingula* cf. *multipora* (рис. 3), в составе которого, несмотря на очень плохую сохранность, можно предполагать присутствие *Parvicingula* (Амон, 2011, табл. 1, фиг. 15). Выше, в верхневолжском подъярусе, выделен комплекс с *Parvicingula* cf. *rostrata*—*Parvicingula* cf. *seria*, к сожалению, также неудовлетворительной сохранности.

В последующие годы многочисленные новые данные по волжским радиоляриям Западной Сибири получены благодаря успешному выделению из пород. Результаты были обобщены В.С. Вишневской и Э.О. Амоном (Vishnevskaya et al., 2019a, 2019b; Вишневская и др., 2020; Vishnevskaya, 2021; Амон и др., 2021, 2022). По их данным, в волжских отложениях Западно-Сибирской плиты выделяются три зоны по радиоляриям: ниже-средневолжская *Parvicingula antoshkinae*—*P. blowi*, средневолжская *Parvicingula jonesi* и средне-верхневолжская *Parvicingula rotunda*—*P. alata* (рис. 3).

Ниже-средневолжская зона выделена в интервале аммонитовых зон *Paravirgatites lideri* (верхи нижеволжского подъяруса)—*Arctocrendonites anguinus* (средняя часть средневолжского

подъяруса) (Вишневская и др., 2020; Погов, 2021). В зоне *Parvicingula antoshkinae*—*P. blowi* встречены сатурналиды *Acanthocircus Squinabol*, *Acanthocircularis Vishnevskaya* и *Spongosaturninus Campbell et Clark* (и это первая находка сатурналид в бореальной юре России) (Vishnevskaya, 2021), сферические спумеллярии *Acaeniotylopsis nordvikensis Bragin*, *Praeconocaryomma hexagona* (Rüst) (в статье (Вишневская и др., 2020) вид *P. hexagona* ошибочно упомянут как *Praeconocaryomma hexagonata*), *Tripocyclia trigonum* (Rüst), *Acastea tenuis* Hull, *Actinomma frigida* Kiessling, дискоидные и ставраконные *Orbiculiforma* spp., *Angulobracchia bulbosa* Hull, *Neoparonaella delicata* Yang и *Higumastra* sp. ex gr. *H. inflata* Baumgartner. Среди населяющих доминируют парвицингулиды (*Parvicingula turrita* (Rüst), *P. deadhorsensis* Pessagno, Blome and Hull, *P. antoshkinae* Vishnevskaya, *P. blowi* Pessagno), кроме них встречаются представители родов *Naroga* Pessagno и *Saitoum* Pessagno и, что весьма интересно, *Zhamoidellum ovum* Dumitrica — вид из состава семейства Williriedellidae Dumitrica. Примечательно здесь совместное присутствие видов, первоначально описанных из альпийской верхней юры (как *Tripocyclia trigonum* (Rüst), вероятно имеющий широкое географическое распространение), и видов, характерных для калифорнийских комплексов смешанного (бореально-тетического) состава, как, например, *Acastea tenuis* Hull, *Angulobracchia bulbosa* Hull и *Neoparonaella delicata* Yang.

Зона *Parvicingula jonesi* выделяется в верхней части средневолжского подъяруса, в пределах аммонитовой зоны *Laugeites groenlandicus* (Вишневская и др., 2020; Погов, 2021). Зона характеризуется очень сильным преобладанием парвицингулид (*Parvicingula omgoniensis* Vishnevskaya, *P. blowi* Pessagno, *P. obstinata* Hull и др.), кроме них продолжают встречаться *Naroga lomoalta* Hull и *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, появляется *Triversus* sp. cf. *T. fastigatus* Hull (также первая находка в бореальной юре). Состав спумеллярий, судя по публикации (Вишневская и др., 2020), небогат — только род *Orbiculiforma*. В этом комплексе отчетливо доминируют бореальные таксоны, кроме них встречаются виды бореально-тетического распространения.

Зона *Parvicingula rotunda*—*P. alata* выделяется в слоях, относительно слабо охарактеризованных другими ископаемыми. В низах этой зоны встречаются аммониты зон *Laugeites groenlandicus* и *Praechetaites exoticus* верхней части средневолжского подъяруса, выше — только двустворчатые *Buchia* sp. cf. *B. fisheriana* (d'Orbigny) (Vishnevskaya et al., 2019b; Вишневская и др., 2020; Погов, 2021), в силу чего объем зоны не вполне ясен. Комплекс этой зоны несколько беднее предыдущих. В его составе нет ни одного вида из нижележащих слоев, что нуждается в интерпретации. По-прежнему

доминируют парвицингулиды (*Parvicingula alata* Kozlova et Vishnevskaya, *P. colemani* Pessagno et Blome, *Praeparvicingula rotunda* (Hull)), а из спумеллярий здесь встречен вид *Higumastra scassoi* Kiessling. В самых верхах верхнего подъяруса волжского яруса появляются *Echinocampidae* — представители рода *Arctocapsula*. Комплекс имеет отчетливые бореальные черты.

Еще один район, где известны волжские бореальные радиолярии, — северное обрамление Сибирской платформы. Здесь в разрезе Нордвик (мыс Урдюк-Хая, между бухтой Нордвик и Анабарским заливом) радиолярии встречены в средневолжских и верхневолжских отложениях, богато охарактеризованных аммоноидеями (Захаров, Рогов, 2008; Брагин, 2009, 2011).

Средневолжский комплекс с *Arctocapsula magna* (рис. 3) встречен в интервале аммонитовой зоны *Epirigatites variabilis* (верхняя часть подъяруса без самых верхов) (Rogov, Zakharov, 2009; Захаров и др., 2013). Комплекс характеризуется присутствием спумеллярий *Acaeniotylopsis nordvikensis* Bragin, *Archaeospongoprunum* sp. cf. *A. klingi* Pessagno, *Higumastra turgida* Bragin, *Orbiculiforma* sp. aff. *O. teres* Hull и *Staurosphaera* sp. cf. *S. amplissima* Foreman. Количественно доминируют населяющие семейства *Parvicingulidae* (*Praeparvicingula cappa* (Cortese), *P. sp.* cf. *P. sencilla* Hull) и семейства *Echinocampidae* (*Arctocapsula magna* Bragin, *A. congelata* Bragin и *A. constantia* Bragin).

Поздневолжско-раннерязанский комплекс с *Arctocapsula perforata* (рис. 3) из того же разреза распространен в интервале терминальной аммонитовой зоны верхневолжского подъяруса *Chetaites chetae* и самой нижней аммонитовой зоны рязанского яруса *Chetaites sibiricus* (Rogov, Zakharov, 2009; Захаров и др., 2013). Этот комплекс существенно богаче — в его составе отмечены предположительные энтактинрии *Glomeropyle polygonium* Bragin, спумеллярии *Acaeniotylopsis nordvikensis* Bragin (тот же вид, что и в среднем подъярусе) и *Orbiculiforma* sp. aff. *O. railensis* Pessagno, а также многочисленные и разнообразные населяющие: сем. *Parvicingulidae* (*Parvicingula khabakovi* (Zhamoida) (табл. I, фиг. 3), *Praeparvicingula rotunda* Hull), сем. *Ultranaeoridae* (*Napora pyramidalis* Baumgartner) и сем. *Tertonidae* (*Pyramotertonium planocephalum* (Kozlova)), а также *Echinocampe aliferum* Bragin (табл. I, фиг. 6), *Nordvikella elegans* Bragin (табл. I, фиг. 4), *Arctocapsula perforata* Bragin (табл. I, фиг. 5) и многие другие представители этих родов из состава сем. *Echinocampidae*. Для волжских радиолярий из разреза Нордвик типично доминирование бореальных таксонов.

В целом волжские комплексы бореальных радиолярий России характеризуются относительно не богатым таксономическим составом, отсутствием

Pantanelliidae, частым присутствием сферических, дискоидных и ставраксонных спумеллярий, которые, впрочем, не становятся количественно доминирующими. Большой интерес вызывает присутствие в волжском ярусе Западно-Сибирской плиты представителей *Saturnalidae*, не известных пока в других разрезах бореальной юры. Важнейшая черта волжских бореальных комплексов радиолярий — количественное преобладание и высокое таксономическое разнообразие представителей родов *Parvicingula* и *Praeparvicingula*, а также семейства *Echinocampidae*.

Бореальные радиолярии низов нижнего мела (рязанский ярус и валанжин) известны из всех четырех рассматриваемых регионов (Восточно-Европейская платформа, Тимано-Печорская плита, Западно-Сибирская плита и северное обрамление Сибирской платформы). Изучены они так же неравномерно, как и волжские радиолярии. В северной части Восточно-Европейской платформы (бассейн р. Визинга) И.Е. Худяевым (1931) в нерасчлененных рязанско-валанжинских отложениях в шлифах были установлены морфотипы, которые можно интерпретировать как различные *Parvicingulidae* (Худяев, 1931, табл. I, фиг. 30, 52), а также предположительные *Williriedellidae* (Худяев, 1931, табл. I, фиг. 14). Позднее в верховьях Вятки и Камы рязанско-валанжинские радиолярии были изучены в шлифах А.В. Хабаковым (1937). Им установлены богатые и разнообразные комплексы, в составе которых есть морфотипы, идентифицируемые как *Parvicingulidae* (Хабаков, 1937, табл. XIII, фиг. 64–66, 70) и даже как *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), описанная позднее А.И. Жамойдой из валанжина Корякского нагорья (Дундо, Жамойда, 1963; Хабаков, 1937, табл. XIV, фиг. 82, 83, 85). Кроме этого, среди шлифов есть сечения, возможно относящиеся к *Echinocampidae* (Хабаков, 1937, табл. XIV, фиг. 91) и к *Williriedellidae* (Хабаков, 1937, табл. XI, фиг. 21, 22, табл. XII, фиг. 43, 44). В настоящее время эти местонахождения заново пока не изучались.

В пределах Тимано-Печорской плиты радиолярии рязанского яруса изучены Г.Э. Козловой (1976, 1994) из скважин на о. Колгуев и в Печоро-Колвинском авлакогене, а также из обнажений по р. Ижма в интервале аммонитовых зон *Nectoceras kochi*—*Bojarkia mesezhnikovi*. В составе комплекса установлены дискоидные *Orbiculiforma*, а из населяющих представители семейства *Williriedellidae*. Кроме них, присутствуют населяющие неудовлетворительной сохранности, отдаленно напоминающие *Arctocapsula*, однако идентифицировать их невозможно (Козлова, 1994, табл. 7, фиг. 13, 14). Здесь Г.Э. Козловой выделен комплекс с *Hemicryptocarpa salymica*, который, кроме рязанского яруса, может быть распространен и в верхах верхневолжского подъяруса (рис. 3).

В Западной Сибири радиолярии рязанского яруса первоначально были установлены Г.Э. Козловой (1983), выделившей здесь комплекс с *Williriedellum salymicum* в интервале аммонитовых зон *Nectoroceras kochi*–*Bojarkia mesezhnikovi* (рис. 3). В дальнейшем наличие в рязанском ярусе представителей сем. *Williriedellidae* было подтверждено Т.А. Липницкой (2006). Э.О. Амон (2011) установил здесь комплекс с *Parvicingula* cf. *rostrata* — *P. cf. seria* (рис. 3); по фотографиям шлифов здесь можно говорить о присутствии *Parvicingula* (Амон, 2011, табл. 1, фиг. 24, 25) и *Williriedellidae* (Амон, 2011, табл. 1, фиг. 30), однако определение этих экземпляров до вида или даже в открытой номенклатуре выглядит недостаточно обоснованным. То же можно сказать и про определения нескольких форм как *Echinocampidae*.

В.С. Вишневская с соавторами (Вишневская и др., 2018, 2020; Vishnevskaya et al., 2019a, 2019b) выделяет в верхах верхневолжского подъяруса и в рязанском ярусе Западно-Сибирской плиты зону *Parvicingula khabakovi*–*Williriedellum salymicum* (рис. 3), которая охарактеризована в стратотипе поздневолжскими аммонитами *Praechetaites* sp. или поздневолжско-раннерязанскими *Chetaites* sp., а в других разрезах аммонитами зон *Surites analogus* и *Bojarkia mesezhnikovi* рязанского яруса. В ее составе немного спумеллярий (*Higumastra scassoi* Kiessling), резко преобладают населлярии, среди которых доминируют *Parvicingulidae* (*Parvicingula khabakovi* (Zhamoida) и другие представители рода *Parvicingula*), *Williriedellidae* (*Tricolocapsa campana* Kiessling, *Williriedellum salymicum* Kozlova и *Zhamoidellum boehmi* Kiessling), а также *Echinocampidae* (*Nordvikella improcera* Bragin и *Arctocapsula perforata* Bragin), наконец, постоянно присутствует *Pyramotertonium planocerphalum* (Kozlova). Комплекс этой зоны имеет некоторое сходство с поздневолжско-раннерязанским, описанным Н.Ю. Брагиным из разреза Нордвик (Брагин, 2009, 2011), но при этом обладает важной отличительной чертой: в нем много представителей сем. *Williriedellidae*, которые в разрезе Нордвик не встречены. Стоит отметить и то, что в рязанском и валанжинском ярусах Западной Сибири немало видов, первоначально описанных В. Киеслингом (Kiessling, 1999) из верхней юры–нижнего мела Антарктического полуострова.

Выше зоны *Parvicingula khabakovi*–*Williriedellum salymicum* в скважинах Западной Сибири В.С. Вишневская с соавторами (2020) выделяет рязанско-валанжинские слои с *Williriedellum*. Эти слои в стратотипе охарактеризованы аммонитами зоны *Nectoroceras kochi* (рязанский ярус), а в других разрезах аммонитами зон *Tollia tolli* и *Neotollia klimovskiensis* (верхи рязанского яруса–низы валанжина). Комплекс здесь отличается от ассоциации предыдущей зоны меньшей долей парвицингулид

(*Parvicingula* sp. cf. *P. saltata* Hull), в то время как *Williriedellidae* (*Williriedellum salymicum* Kozlova) и *Echinocampidae* (*Nordvikella improcera* Bragin) продолжают доминировать.

В северном обрамлении Сибирской платформы, как уже говорилось, радиолярии известны в самых низах рязанского яруса разреза Нордвик (Брагин, 2011). Кроме этого, известно местонахождение в низовьях р. Лена у пос. Ыстаннах-Хочо (Вишневская и др., 2014); здесь в отложениях рязанского яруса обнаружен комплекс, состоящий из различных *Parvicingulidae* (*Parvicingula* spp., *Praeparvicingula rotunda* Hull) и *Echinocampidae* (*Arctocapsula devorata* arctica Vishnevskaya et Murchey, *Spinicingula* sp. cf. *S. ceratina* Kozlova et Vishnevskaya и *Echinocampe* sp. aff. *E. aculeatum* Bragin). Спумеллярии в составе данного комплекса не отмечены, а *Williriedellidae* не обнаружены. В целом данная ассоциация близка к таковой из верхнего подъяруса волжского яруса и низов рязанского яруса разреза Нордвик.

Этим перечнем пока ограничиваются наши знания о бореальных радиоляриях верхней юры (оксфорд–волжский ярус) и нижнего мела (рязанский ярус и валанжин) России. Тем не менее, несмотря на неполноту данных и незавершенность ряда исследований, продолжающихся и ныне, в настоящее время можно оценить имеющиеся результаты, а также сделать ряд выводов и прогнозов на будущее.

ВЫВОДЫ

Бореальные комплексы радиолярий верхней юры (оксфорд–волжский ярус) и низов нижнего мела (рязанский ярус и валанжин) России характеризуются относительно бедным таксономическим составом при отчетливом количественном преобладании отряда *Nassellaria*. Доминируют представители двух семейств населлярий: *Parvicingulidae* (*Parvicingula* и *Praeparvicingula*) и *Echinocampidae* (*Echinocampe*, *Nordvikella*, *Arctocapsula* и, вероятно, *Spinicingula*), остальные таксоны населлярий относительно редки и встречаются не повсеместно, за исключением чрезвычайно широко распространенного в верхневолжском подъярусе вида *Pyramotertonium planocerphalum* (Kozlova) (единственный встречающийся здесь вид семейства *Tertoniidae* Dumitrica et Zugel) и характерных для рязанского яруса и валанжина населлярий семейства *Williriedellidae*. Энтактинарии крайне редки, к настоящему времени известны лишь две находки: *Perispyridium* в верхнем оксфорде разреза Рыбаки и проблематичный вид *Glomeropyle polygonium* Bragin в верхневолжском подъярусе разреза Нордвик. Спумеллярии встречаются повсеместно, но их таксономический состав беден, и количество экземпляров невелико.

Три семейства радиолярий встречаются в бореальной юре и нижнем мелу России в определенных стратиграфических интервалах, а также могут быть ограничены географически. Так, семейство Saturnaliidae к настоящему времени известно лишь в нижнем подъярусе—низах среднего подъяруса волжского яруса Западно-Сибирской плиты. Семейство Pantanelliidae встречается только в кимеридже Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты, причем оно представлено только одним родом Pantanellium и только одной его группой (*P. meraceibaense*). Семейство Williriedellidae встречено в изобилии в рязанском ярусе и валанжине Западно-Сибирской плиты и Тимано-Печорской плиты, но в остальных районах оно пока не известно. Следует особо отметить, что данные о присутствии в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Восточно-Европейской платформы представителей подсемейства Vallupinae не подтверждаются.

В составе некоторых комплексов бореальных радиолярий верхней юры и низов нижнего мела России можно отметить таксоны, распространенные в более южных и даже тетических районах. Так, род *Pantanellium* распространен в кимеридже Европейской России. Его появление можно было бы интерпретировать как следствие потепления климата, однако недавние исследования по изотопии кислорода свидетельствуют о постоянстве температуры вод в морях Восточно-Европейской платформы в период от келловоя до позднего кимериджа (Wierzbowski et al., 2018). Поэтому более вероятным представляется расширение морских связей бореальных бассейнов России с тепловодными акваториями вследствие трансгрессии или развития морских течений, способствовавших появлению путей расселения планктонных организмов. Следует отметить, что подобным образом ранее интерпретировались и факты появления тепловодных моллюсков (аммоноидей) в бореальных разрезах верхней юры—нижнего мела Восточно-Европейской платформы (Захаров, Рогов, 2003; Rogov et al., 2008). Можно предложить подобное объяснение и для появления семейства Saturnaliidae в нижнем и среднем подъярусах волжского яруса Западной Сибири. Есть также единичные появления тетических таксонов, например рода *Mizukidella* в оксфорде Московской синеклизы, которые могут быть истолкованы как кратковременные инвазии.

При анализе вертикального распространения радиолярий в разрезах бореальной юры—нижнего мела России можно отметить значительные изменения в составе комплексов. Наиболее отчетливо это проявляется в разрезах Западной Сибири, для которых, если иметь в виду баженовскую свиту, свойственна фациальная выдержанность, непрерывность и повсеместное присутствие радиолярий. Благодаря этому в западносибирских скважинах

выделены местные зоны по радиоляриям. При дальнейшем изучении дробность этих зон может возрасти. Следует отметить, что зоны выделены прежде всего по видам рода *Parvicingula*, которые многочисленны и разнообразны именно в бореальных разрезах.

Задачи дальнейших исследований сводятся к детальному палеонтологическому изучению данных комплексов, особенно характерных бореальных таксонов (*Parvicingula*, *Praeparvicingula*, *Echinocampidae*), уточнению стратиграфического распространения видов радиолярий, заполнению лакун в последовательности радиоляриевых комплексов (особенно на Восточно-Европейской платформе, где до сих пор мало данных по волжскому ярусу и нижнему мелу), детализации данных по таксонам южного происхождения и поиску интерпретаций их появления, наконец, поиску новых данных, которые могли бы способствовать решению проблемы бореально-тетической корреляции. По всем этим направлениям имеются хорошие перспективы, и это подтверждается возрастающим числом работ по бореальным радиоляриям верхней юры и нижнего мела и отчетливой тенденцией к детализации полученных данных.

Благодарности. Авторы выражают благодарность В.С. Вишневской и М.А. Рогову за ряд ценных замечаний, позволивших улучшить и дополнить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН FMMG-2021-003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амон Э.О. Радиолярии в баженовской свите (волжский ярус) широтного Приобья, Западная Сибирь // Ежегодник-2010. Труды ИГГ УрО РАН. 2011. Вып. 158. С. 3–8.
- Амон Э.О., Вишневская В.С., Гатовский Ю.А., Жегалло Е.А. К вопросу о разнообразии микрофоссилий баженовского горизонта Западной Сибири (поздняя юра—ранний мел) // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 3. С. 118–131. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.15>
- Амон Э.О., Вишневская В.С., Гатовский Ю.А. Морфотипы радиолярий и некоторые черты палеогеографии арктической периферии Западной Сибири (полуостров Ямал) в поздней юре // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2022. Т. 9. Вып. 1. С. 15–45.
- Брагин Н.Ю. Echinocampidae — новое семейство позднеюрско-раннемеловых радиолярий Арктической Сибири // Палеонтол. журн. 2009. № 4. С. 6–17.
- Брагин Н.Ю. Радиолярии волжского и берриасского ярусов севера Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 55–69.
- Брагин Н.Ю., Киселев Д.Н. Радиолярии из верхнеюрских (среднеоксфордских и верхнекимериджских) отложений Ярославской области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 6. С. 62–71. <https://doi.org/10.7868/s0869592x13060033>

- Вишневская В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Вишневская В.С., Барабошкин Е.Ю. Новые данные по биостратиграфии лектостратотипа волжского яруса у д. Городище (Среднее Поволжье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 5. С. 491–500.
- Вишневская В.С., Митта В.В. Совместные находки келловей-оксфордских и кимериджских радиоларий и аммонитов на Восточно-Европейской платформе // Международная научно-практическая конференция “Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ–РГГРУ)”. Москва, 2018. Т. 1. С. 16–17.
- Вишневская В.С., Пральникова И.Е. Юрские радиоларии Севера России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 64–83.
- Вишневская В.С., Амон Э.О., Маринов В.А., Шурыгин Б.Н. Новая находка радиоларий раннего мела на Арктическом побережье восточной Сибири (район дельты р. Лена) // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 2. С. 177–181. <https://doi.org/10.7868/s0869565214260260>
- Вишневская В.С., Гатовский Ю.А., Козлова В.А., Калмыков Г.А. Раннемеловые (берриас) радиоларии из баженовской свиты Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания, 17–21 сентября 2018 г., Белгород. Ред. Е.Ю. Барабошкин, Т.А. Липницкая, А.Ю. Гужигов. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 80–84.
- Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиолариевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124. <https://doi.org/10.31857/s0869592x20060101>
- Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиоларий // Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 64–86.
- Захаров В.А. В защиту волжского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 58–66.
- Захаров В.А., Рогов М.А. Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в Северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 54–74.
- Захаров В.А., Рогов М.А. О природе международной стратиграфической шкалы и волжском ярусе (по поводу статьи В.А. Прозоровского “К проблеме волжского яруса”) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 129–134.
- Захаров В.А., Рогов М.А. Верхневолжский подъярус на севере Восточной Сибири (п-ов Нордвик) и его пан-бореальная корреляция по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 81–94.
- Захаров В.А., Ким Б.И., Рогов М.А. О возможном распространении верхнеюрских и нижнемеловых отложений на шельфе моря Лаптевых и перспективах их нефтегазоносности // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 36–55. <https://doi.org/10.7868/s0869592x13050062>
- Козлова Г.Э. О находке радиоларий в нижнекимериджских отложениях Тимано-Уральской области // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. № 5. С. 1175–1177.
- Козлова Г.Э. Поздневолжские радиоларии севера СССР // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 388. С. 79–83.
- Козлова Г.Э. Новые виды раннекимериджских радиоларий Тимано-Уральской области // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Ленинград: Недра, 1973. С. 57–60.
- Козлова Г.Э. Распространение радиоларий в баженовской свите Западной Сибири // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1983. Вып. 528. С. 47–55.
- Козлова Г.Э. Комплексы мезозойских радиоларий Тимано-Печорского нефтегазоносного региона // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море. СПб.: ВНИГРИ, 1994. С. 60–81.
- Липницкая Т.А. Радиоларии баженовского горизонта Широкого Приобья // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Ред. Дзюба О.С., Пешевицкая Е.Б. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006. С. 34–38.
- Льюров С.В., Вишневская В.С. Фораминиферово-радиолариевые ассоциации волжского яруса Пешской впадины (Баренцевоморский регион) // Материалы 11-го семинара по радиолариям. Санкт-Петербург–Москва, 2000. С. 43–44.
- Митта В.В., Вишневская В.С. Динамика развития аммонитов и радиоларий и аноксидные обстановки в конце юры на Русской платформе // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция и биостратиграфия. Материалы Всероссийского совещания. Отв. ред. Барсков И.С., Леонова Т.Б. М.: ПИН РАН, 2006. С. 68–72.
- Олферьев А.Г. Стратиграфические подразделения юрских отложений Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 4. С. 32–55.

- Палечек Т.Н., Устинова М.А. Юрские радиоларии и фораминиферы Воробьевых Гор, Москва // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 82–101. <https://doi.org/10.31857/s0869592x20030096>
- Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 2. С. 1–29. https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015
- Рогов М.А. Аммониты и инфразональная стратиграфия киммериджского и волжского ярусов панбореальной надобласти. Ред. Дегтярев К.Е., Захаров В.А., Кузнецов Н.Б. Москва: Наука, 2021. 732 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 627).
- Рогов М.А., Захаров В.А., Пещевицкая Е.Б., Вишневская В.С., Зверьков Н.Г., Барабошкин Е.Ю. Волжский ярус верхней юры и рязанский ярус нижнего мела Панбореальной биогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
- Устинова М.А., Маленкина С.Ю., Вишневская В.С. Микропалеонтологическая характеристика верхнеоксфордских и средневолжских отложений (верхняя юра) разреза Крылатское в Москве // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 3. С. 19–32.
- Хабаков А.В. Фауна радиоларий нижнемеловых и верхнеюрских фосфоритов бассейна верхней Вятки и Камы // Ежегодник ВПО. 1937. Т. 11. С. 90–120.
- Худяев Е.И. О радиолариях в фосфоритах Сысольского района // Тр. Главного геологоразведочного управления ВСНХ СССР. 1931. Вып. 46. 48 с.
- Bragin N. Yu. Radiolaria from the phosphorite basal horizons of the Volgian stage in the Moscow region (Russia) // Rev. Micropaléontol. 1997. V. 45. № 4. P. 285–296. [https://doi.org/10.1016/s0035-1598\(97\)90644-9](https://doi.org/10.1016/s0035-1598(97)90644-9)
- Bragin N. Yu. Triassic radiolarians of Kotel'nyi Island (New Siberian Islands, Arctic) // Paleontol. J. 2011. V. 45. № 7. P. 711–778. <https://doi.org/10.1134/s003103011107001x>
- Bragin N. Yu., Bragina L. G. Paleobiogeography of Mesozoic high-latitude radiolarians: progress and problems // Rev. Micropaléontol. 2018. V. 61. P. 191–205. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2018.05.002>
- Bragin N., Dronov A., Raimbekov Y. Middle Triassic radiolarians from the Southeastern Pamirs (Republic of Tajikistan) // Rev. Micropaléontol. 2016. V. 59. № 4. P. 297–310. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2016.04.004>
- Bragin N., Bragina L., Mironenko A. Upper Oxfordian (Upper Jurassic) radiolarians from Rybaki Section, Moscow Region, Central Russia // Palaeoworld. 2024. V. 33. P. 389–410. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2023.03.001>
- Bragina L., Bragin N. Radiolaria from the lower Cenomanian (Upper Cretaceous) of Crimea. Part 2. Nassellaria // Rev. Micropaléontol. 2021. V. 71. <http://doi.org/10.1016/j.revmic.2021.100482>
- Dyer R., Copestake P. A review of latest Jurassic to earliest Cretaceous Radiolaria and their biostratigraphic potential to petroleum exploration in the North Sea // Northwest European Micropaleontology and Palynology. Eds. Batten D.J., Keen M.C. London: Ellis Horwood Ltd., 1989. P. 214–235.
- Hull D.M. Upper Jurassic Tethyan and southern boreal radiolarians from western North America // Micropaleontology. 1997. V. 43. Suppl. 2. P. 1–202. <https://doi.org/10.2307/1486020>
- Kiessling W. Late Jurassic radiolarians from the Antarctic Peninsula // Micropaleontology. 1999. V. 45. № 1. P. 1–96. <https://doi.org/10.2307/1486097>
- Matsuoka A. Late Jurassic tropical Radiolaria: Vallupus and its related forms // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1995. V. 119. P. 359–369. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00018-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00018-6)
- Matsuoka A., Yao A. Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southeast Japan // J. Geosciences, Osaka City University. 1985. V. 28. P. 125–145.
- Nakrem H.A., Kiessling W. Late Jurassic (Volgian) radiolarians from Central Spitsbergen – a preliminary study // Norwegian J. Geology. 2012. V. 92. P. 149–155.
- O'Dogherty L., Goričan Š., Gawlick H.-J. Middle and Late Jurassic radiolarians from the Neotethys suture in the Eastern Alps // J. Paleontol. 2016. V. 91. № 1. P. 25–72. <https://doi.org/10.1017/jpa.2016.96>
- Palechek T.N., Mitta V.V., Ustinova M.A., Tesakova E.M., Zhegallo E.A., Zaytseva L.V. Microfauna and stratigraphy of the Ogarkovo Jurassic–Cretaceous reference section on the Unzha River (Russia, Kostroma Region) // Paleontol. J. 2021. V. 55. № 8. P. 39–51. <https://doi.org/10.1134/s0031030121080050>
- Pessagno Jr., E.A., Blome C.D., Longoria J. A revised radiolarian zonation from Upper Jurassic of western North America // Bull. Am. Paleontol. 1984. V. 87. № 320. P. 1–51.
- Pessagno Jr., E.A., Longoria J.F., MacLeod N., Six W.M. Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian–Upper Tithonian) Pantaneliidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic and Phylogenetic Implications // Spec. Publ. Cushman Found. Foraminiferal Res. 1987. V. 20. P. 1–55.
- Pessagno Jr., E.A., Blome C.D., Hull D., Six W.M. Jurassic Radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River Subterranean (Klamath Mountains), southwestern California and southwestern Oregon // Micropaleontology. 1993. V. 39. P. 93–166. <https://doi.org/10.2307/1485837>

- Pujana I.* Two evolutionary events in the Subfamily Vallupinae (Radiolaria) in the Tithonian of Mendoza Formation, Neuquén Basin, Argentina // *Actas VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*. Trelev, 1995. P. 213–220.
- Pujana I.* Occurrence of Vallupinae (Radiolaria) in the Neuquén Basin: Biostratigraphic Implications // *GeoResearch Forum* 1–2. 1996. P. 459–466.
- Rogov M., Zakharov V.* Ammonite- and bivalve-based biostratigraphy and Panboreal correlation of the Volgian Stage // *Sci. China Ser. D. Earth Sci.* 2009. V. 52. № 12. P. 1890–1909. <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0182-0>
- Rogov M., Zakharov V., Kiselev D.* Molluscan immigrations via biogeographical ecotone of the Middle Russian Sea during the Jurassic // *Volumina Jurassica*. 2008 (2009). V. 6. P. 143–152.
- Vennari V.V., Pujana I.* Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina // *J. South Am. Earth Sci.* 2017. V. 75. P. 35–50. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.01.003>
- Vishnevskaya V.S.* The Domanikoid facies of the Russian Platform and basin paleogeography // *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.* 1998. № 177. P. 45–71.
- Vishnevskaya V.S.* The Jurassic–Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers // *Geol. Quarterly*. 2017. V. 61. P. 641–654. <https://doi.org/10.7306/gq.1370>
- Vishnevskaya V.S.* New Late Jurassic Saturnulidae (Radiolaria) of the Arctic and Pacific margin (Russia) // *Paleontol. J.* 2021. V. 55. № 12. P. 1511–1524. <https://doi.org/10.1134/s0031030121120078>
- Vishnevskaya V.S., Kozlova G.E.* Volgian and Santonian–Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim // *Acta Palaeontol. Polon.* 2012. V. 57. № 4. P. 773–790. <https://doi.org/10.4202/app.2011.0040>
- Vishnevskaya V.S., Murchey B.L.* Climatic affinity and possible correlation of some Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian assemblages from Russia and North America // *Micropaleontology*. 2002. V. 48. Suppl. 1. P. 89–111.
- Vishnevskaya V.S., Gatovsky Y.A., Kozlova V.A.* The Parvicungula khabakovi–Williriedellum salymicum Radiolarian Biohorizon in the West Siberian Bazhenov Formation (Berriasian–Valanginian) // *Paleontol. J.* 2019a. V. 53. № 8. P. 808–811. <https://doi.org/10.1134/s0031030119080239>
- Vishnevskaya V.S., Ovechkina M.N., Ustinova M.A.* Biostratigraphy and paleogeography of the Bazhenovo Formation (Upper Jurassic and Lower Cretaceous) based on radiolarians, nannoplankton and calcareous dinocysts // *Paleontol. J.* 2019b. V. 53. № 9. P. 916–921. <https://doi.org/10.1134/S003103011909017X>
- Wierzbowski H., Bajnai D., Wacker U., Rogov M.A., Fiebig J., Tesakova E.M.* Clumped isotope record of salinity variations in the Subboreal Province at the Middle–Late Jurassic transition // *Global Planet. Change*. 2018. V. 167. P. 172–189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.05.014>
- Yang Q., Pessagno Jr., E.A.* Upper Tithonian Vallupinae (radiolaria) from the Taman Formation, east-central Mexico // *Micropaleontology*. 1989. V. 35. P. 114–134. <https://doi.org/10.2307/1485463>

Рецензенты В.С. Вишневская, В.А. Захаров, М.А. Rogov

Boreal Radiolarian Assemblages of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Russia and Their Paleobiogeographic and Stratigraphic Importance (Data Overview)

N. Y. Bragin[#] and L. G. Bragina

Geological Institute RAS, Moscow, Russia

[#]e-mail: bragin.n@mail.ru

Boreal radiolarians of the Upper Jurassic (Oxfordian, Kimmeridgian and Volgian) and of the lower part of Lower Cretaceous (Riazanian and Valanginian) of Russia are known from the territories of Eastern European Craton, Timan-Pechora Basin, Western Siberian Basin and northern periphery of the Siberian Craton. Radiolarian assemblages of this stratigraphic interval are characterized by domination of high-latitude taxa (genera *Parvicingula* and *Praeparvicingula* of the family Parvicingulidae) and common presence of typically boreal family Echinocampidae (genera *Echinocampe*, *Nordvikella* and *Arctocapsula*). Genus *Pantanellium* is present in the Kimmeridgian of Eastern European Craton and Timan-Pechora Basin. This genus is represented by group of species *P. meraceibaense*, that can penetrate to southern boreal areas. Previous conclusions of the presence of subfamily Vallupinae, which is typical for low paleolatitudes, cannot be confirmed. Radiolarians assemblages of the boreal Upper Jurassic and lower part of Lower Cretaceous display considerable taxonomic changes upwards in the sections, therefore they can be used in stratigraphy.

Keywords: Parvicingulidae, Echinocampidae, Pantanelliidae, Eastern European Craton, Western Siberia, Arctic Siberia